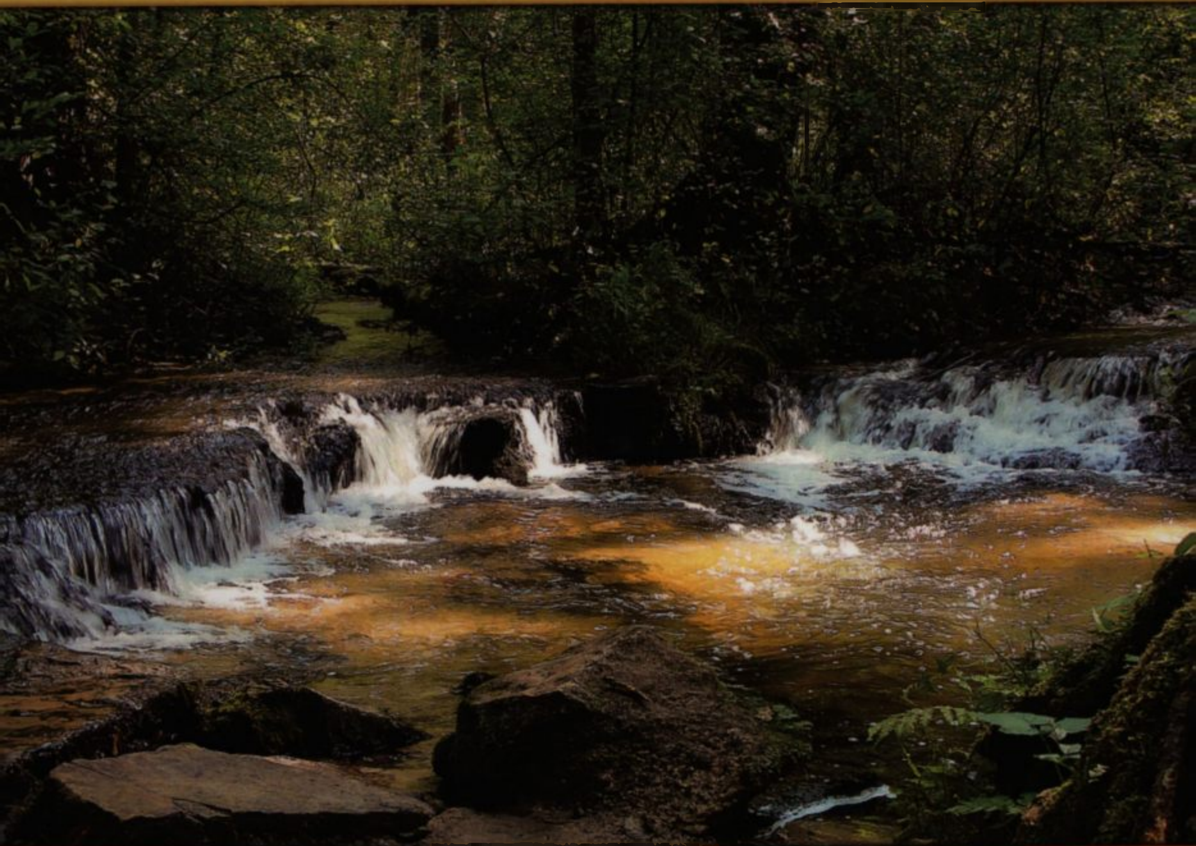
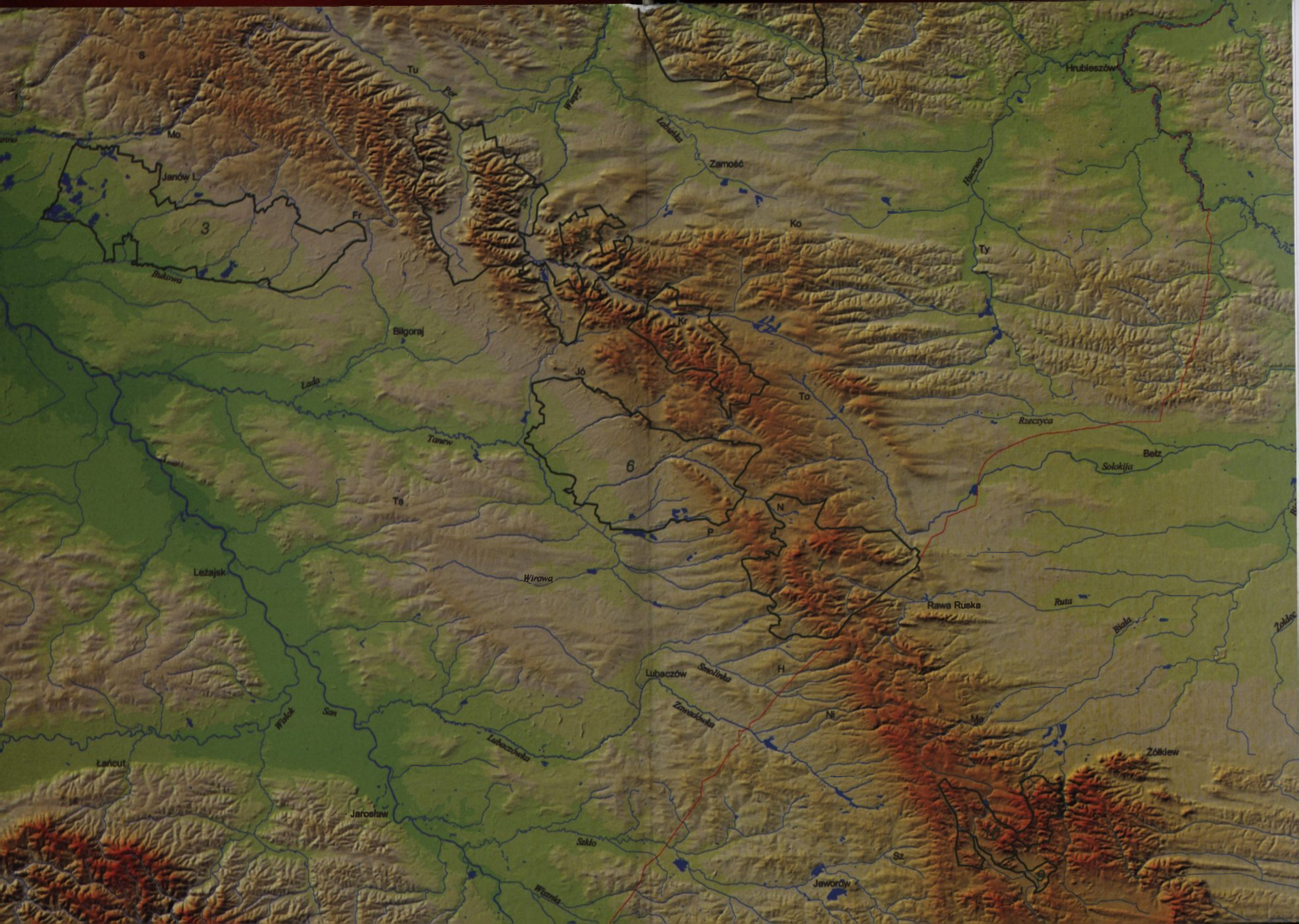
ROZWÓJ RZEŹBY ROZTOCZA



Jan Buraczyński



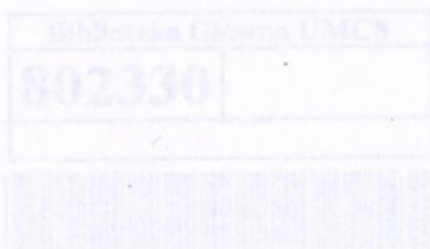
S
Tu
Por
Wieprz
Łabuńka
Hrubieszów
Mo
Janów L.
Zamość
Huczwa
Fr
3
4
Ko
Ty
Bukowa
Kr
Biłgoraj
Jó
To
Łada
Rzeczyca
Tanew
6
Bełz
Sołokija
Ta
N
P
Leżajsk
Wirowa
Rawa Ruska
Ruta
Biała
Lubaczów
Smolinka
H
Zawadówka
Ni
Ma
Wisłok
San
Lubaczówka
Żółkiew
Łańcut
Jarosław
Szkło
Sz
Jaworów
Wisznia



ZAKŁAD GEOGRAFII REGIONALNEJ I TURYZMU
WYDZIAŁ NAUK O ZIEMI I GOSPODARKI PRZESTRZENNEJ

Jan Buraczyński

ROZWÓJ RZEŹBY ROZTOCZA



Jan Buraczyński

ROZWÓJ RZEŹBY ROZTOCZA

z
mapą geomorfologiczną
w skali 1:50 000

+ CD

Lublin 2013

Redakcja
Jan Buraczyński

Recenzent
Leszek Starkel

Na wklejkach:
1. Mapa plastyczna Roztocza, L. Gawrysiak 2007.
2. Przeglądowa mapa geomorfologiczna Polski, L. Starkel 1984.

Korekta
Anna Ciechańska

Skład, skanowanie i projekt okładki
Sebastian Wilczek

ISBN 978-83-60594-27-8

Pracę wydano dzięki finansowemu wsparciu:
Rektora Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie
oraz Dziekana Wydziału Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej

Drukarnia i Wydawnictwo Akademickie
Wyższej Szkoły Społeczno-Przyrodniczej im. Wincentego Pola
20-488 Lublin, ul. J. Porazińskiej 3

Pamięci Profesora

Mieczysława Klimaszewskiego

światowej sławy geografa,

twórcy metodyki i inicjatora kartowania

geomorfologicznego w południowej Polsce

Spis treści

PRZEDMOWA

Idea kartowania form rzeźby rodziła się w okresie międzywojennym. Były to zazwyczaj rejestracje w terenie wybranych form rzeźby: teras, osuwisk, form polodowcowych. W 1950 roku profesor *Mieczysław Klimaszewski* wystąpił z koncepcją szczegółowego kartowania rzeźby całej Polski. Widział on mapę jako rejestrację wszystkich form rzeźby uwzględniającą nie tylko ich cechy morfograficzne i morfometryczne, ale przede wszystkim ich genezę i wiek. Te dwie istotne cechy miały być ukazane przy pomocy barw tak, aby można było z mapy odczytać ewolucję różnych krajobrazów.

Profesor już w 1950 roku zebrał grono asystentów i studentów, z którymi rozpoczął regularne spotkania Pracowni Geomorfologicznej i kartowanie terenowe w Karpatach i na Wyżynie Małopolskiej. Koncepcja została zaakceptowana jako jedno z głównych zadań geografii fizycznej na I Kongresie Nauki Polskiej i znalazła wsparcie finansowe Wydziału Nauki Polskiego Towarzystwa Geograficznego.

Jesienią 1953 roku w nowo powstałym Instytucie Geografii PAN powołano dwie pracownie Geomorfologii i Hydrografii w Krakowie i w Toruniu, które przejęły koordynację i wydawanie map geomorfologicznych i hydrograficznych. W kartowaniu uczestniczyły niemal wszystkie ośrodki uniwersyteckie. Największy zespół powstał w Lublinie. Będąc pierwszym asystentem pracowni krakowskiej, pamiętam jak przez szereg lat każdej zimy zjawiał się na sesję sprawozdawczą zespół lubelski prowadzony przez niedawno zmarłego prof. Henryka Maruszczaka, a za nim wchodziło 6-8 chłopów jak dąb, wśród nich autor niniejszej monografii.

W 1956 roku na Kongresie Międzynarodowej Unii Geograficznej w Rio de Janeiro prof. Klimaszewski zaprezentował koncepcję mapy, która spotkała się z wielkim zainteresowaniem i uznaniem, co znalazło swój wyraz w powołaniu pod jego kierownictwem Podkomisji Kartowania Geomorfologicznego MUG. Zespół ten opracował legendę i przewodnik do szczegółowych map geomorfologicznych różnych stref klimatycznych, a sympozjum w 1962 roku w Polsce zgromadziło geomorfologów z całego świata.

Niestety, druk wielobarwny w latach 1960-tych był bardzo kosztowny, a mapy objęto klauzulą „do użytku służbowego". Ukazało się jedynie kilka map, pracownia toruńska, jak i częściowo krakowska (obszar górnośląskiego okręgu przemysłowego) przeszły na druk dwubarwny. Wydano tylko szereg wielobarwnych wycinków map zakwalifikowanych jako jawne. Mapa geomorfologiczna weszła jednak na stałe do podstawowych form prezentacji ewolucji rzeźby zarówno w studiach regionalnych, jak i w opracowaniach aplikacyjnych, zwłaszcza dla planowania przestrzennego. W ośrodku lubelskim w latach 1956-1968 wykonano 8 arkuszy map 1:50 000. Po 1968 roku nastąpił niestety upadek kartowania geomorfologicznego.

Jedynie nieliczni podejmowali w ostatnich dekadach trud przygotowania całych barwnych arkuszy, zgodnie z instrukcją. Taki cel dla regionu Lubelszczyzny postawił sobie prof. Jan Buraczyński, przygotowując przy pomocy Pracowni Kartograficznej Instytutu Geografii UMCS dwa arkusze.

Prezentowana przez Niego monografia rzeźby Roztocza ilustrowana 11 mapami geomorfologicznymi wspaniale pokazuje, jak ważną rolę spełniają mapy geomorfologiczne nie tylko w rejestracji form, ale również w poznaniu ewolucji rzeźby i ocenie gospodarczego znaczenia nie tylko rzeźby, ale całego środowiska przyrodniczego.

Leszek Starkel

Kraków, październik 2012 r.

Moją przygodę z Roztoczem zacząłem od badania rzeźby dorzecza Szumu w 1953 r. i po sześćdziesięciu latach podsumowuję mapą geomorfologiczną całej tej pięknej krainy.

WSTĘP

Roztocze leżące w pasie Wyżyn Środkowopolskich wyróżnia się indywidualnymi cechami fizjograficznymi, górując nad otaczającymi krainami. Tworzy ono pasmo wzniesień rozdzielające systemy rzeczne Wieprza i Bugu od północnego wschodu oraz Sanu i Dniestru od południowego wschodu. Równocześnie pasmo to łączy Wyżynę Lubelską z Podolem oraz rozdziela Kotlinę Sandomierską od Kotliny górnego Bugu.

Roztocze tworzy wał o długości 185 km i zmiennej szerokości od 15 do 28 km, ciągnący się od Polichny do okolic Lwowa (Dawidowa). Jego kulminacje osiągające wysokość 290 m n.p.m. na krańcu północno-zachodnim, stopniowo podnoszą się do 350 m n.p.m. w części środkowej oraz 380-396 m n.p.m. w części południowej. Najwyższym punktem jest Czartowska Skała o wysokości 409 m n.p.m. Od południa obramowują go prostolinijne krawędzie o wysokości 50-100 m.

W orografii garbu zaznacza się wyraźny podział na odrębne płaskowyże. Ich naturalne granice tworzą południkowe doliny Gorajca i Wieprza oraz rów Tanwi z doliną Narol–Bełżec. Dzielą one Roztocze, w granicach Polski, na cztery regiony: Roztocze Gorajskie, Roztocze Szczebrzeszyńskie, Roztocze Tomaszowskie i Roztocze Rawskie (ryc. 1).

Pierwszą wzmiankę o Roztoczu podał w 1799 roku Stanisław Staszic w zapiskach z podróży: (...) *uważałem, że idzie pasmo gór, poczynające się za Lwowem około Zawadowa. To pasmo ciągnie się na Krasnobród, Zwierzyniec, Frampol, Goraj, Kraśnik (...). To pasmo gór jest wszędzie w gruncie wapienne, mieszają się małże morskie. Po wierzchołkach gór ziemia gliniasta, urodzajna i znajdują się różnego gatunku granity i piaskowce, kamienie runione, małe i wielkie* (Staszic 1931, s. 354-355).

Nazwa *Roztocze* pojawiła się pod koniec XIX w. w pracach geografów i geologów galicyjskich. Badania geologiczne A.M. Łomnickiego (1887-1898) przyczyniły się do poznania i wyodrębnienia Roztocza jako samodzielnej krainy. Nazwa pochodzi od słowa *roztoka*, oznaczającego dział wodny (Maruszczak, Wilgat 1956). W okresie międzywojennym badania J. Czyżewskiego, S. Pawłowskiego



Ryc. 1. Podział geomorfologiczny Roztocza, poziomice co 20 m (wg J. Buraczyńskiego 1997)
A - Gorajskie, **B** - Szczebrzeszyńskie, **C** - Tomaszowskie, **D** - Rawskie , **E** - Janowskie, **F** - Lwowskie.

i H. Teisseyre'a dotyczyły paleogeografii, tektoniki i rzeźby południowej części Roztocza, które nazywano Roztoczem Lwowsko-Tomaszowskim. Natomiast Roztocze Północne było słabo poznane w XIX i XX wieku. J. Trejdosiewicz (1883-1896) badał trzeciorzęd i opracował mapę geologiczną guberni lubelskiej. Z kolei S. Pawłowski (1938) przedstawił złożoną budowę południowej krawędzi Roztocza.

Utworzenie po wojnie uniwersytetu z katedrą geografii w Lublinie spowodowało żywe zainteresowanie się Roztoczem. Pierwsze wyniki badań dotyczące budowy i rzeźby przedstawiono na Ogólnopolskim Zjeździe Polskiego Towarzystwa

Geograficznego w 1954 roku. Podsumowaniem tego okresu były prace A. Jahna (1956) oraz H. Maruszczaka i T. Wilgata (1956). Przedstawione w nich problemy i koncepcja rozwoju rzeźby przez wiele lat były podstawą dalszych szczegółowych badań. W poznaniu Roztocza miałem swój wkład, prowadząc badania w dorzeczu Szumu (Buraczyński 1955).

Geolodzy podjęli na Roztoczu badania stratygrafii i litologii trzeciorzędu (Areń 1962, Brzezińska 1961, Ney 1969). Nową syntezę stratygrafii i tektoniki miocenu przedstawił T. Musiał (1987). Pod koniec XX w. podjęto problemy sedymentologii trzeciorzędu (Krzywiec 1987; Krzywiec, Jochym 1997; Petryt 1998; Wysocka i in. 2007; Roniewicz, Wysocka 1997; Wysocka 2006) oraz zagadnienie eocenu (Gaździcka 1994; Buraczyński, Krzowski 1994; Buraczyński, Rzechowski 1998; Buraczyński i in. 1998). Skrzemieniałe pnie drzew badali W. Heflik (1996), M. Kłusek (2006), a ostatnio M. Krąpiec i in. (2011). Tektoniką Roztocza zajmowali się R. Ney (1966, 1969ab), W Jaroszewski (1977), W. Jaroszewski i A. Piątkowska (1989), Laskowska-Wysoczańska (1979, 1995), M. Harasimiuk (1980), Buraczyński (1980/81, 1984, 1993) oraz T. Brzezińska-Wójcik (1999, 2002, 2013). Prace geomorfologiczne obejmowały problematykę związaną z rzeźbą: strukturalną (Buraczyński 1955, 1967, 1974; Buraczyński, Butrym 1989; Maruszczak 1972), lessową (Buraczyński 1961, 1968, 1989/90) i eoliczną (Buraczyński 1991, 1994b,c, 1996b, 1998a). Wiele prac poświęcono geologii czwartorzędu (Malinowski 1964; Buraczyński 1986, 1996a; Buraczyński i in. 1991; Buraczyński, Superson 1996ab, 1998; Łanczont i in. 1998 oraz Superson 1982, 1993).

Pod koniec XX wieku wielkim osiągnięciem było opracowanie *Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000,* z objaśnieniami i szkicem geomorfologicznym (PIG 1988-2007). Po raz pierwszy w krótkim czasie, według ujednoliconej metody (Instrukcja ... 1977) przedstawiono szczegółową budowę geologiczną Roztocza, na 14 arkuszach mapy. Syntezę badań geologicznych i geomorfologicznych na Roztoczu stanowią dwie monografie: *Roztocze – budowa, rzeźba, krajobraz* (Buraczyński 1997) oraz *Roztocze – środowisko przyrodnicze* (Buraczyński, red. 2002). W stulecie badań polskich geologów i geografów na Roztoczu w 1998 roku ukazały się publikacje podsumowujące: *Główne kierunki badań geomorfologicznych w Polsce. Stan aktualny i perspektywy* (IV Zjazd Geomorfologów Polskich) oraz *Budowa geologiczna Roztocza* (69 Zjazd Polskiego Towarzystwa Geologicznego).

Mapa geomorfologiczna

Od 1977 roku Państwowy Instytut Geologiczny prowadził kartowanie geologiczne zgodnie z nową instrukcją Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000. W „Objaśnieniach" znalazł się jednobarwny szkic geomorfologiczny w skali 1:100 000, mechanicznie pomniejszony z oryginału wykonanego w skali 1:25 000 lub 1:50 000.

Zgodnie z koncepcją Klimaszewskiego (1956, 1968; Starkel 2007) opracowałem mapę geomorfologiczną Roztocza w skali 1:50 000. Było to możliwe dzięki własnym wieloletnim badaniom terenowym i opracowaniom (Buraczyński 1965, 1967, 1974a, 1980/81, 1989/90, 1991, 1994, 1998b). Dla części Roztocza wykonałem mapę geomorfologiczną w skali 1:25 000 w ramach opracowania „Geoparku„ (Krąpie i in. 2011). Rękopis mapy geomorfologicznej wykonałem na mapie topograficznej w skali 1:10 000. Dzięki cięciu poziomicowemu co 1,25 m i oznaczonym krawędziom w dolinach, możliwe było dokładne zaznaczenie różnych małych form rzeźby. Ważnym elementem przy jej opracowaniu była interpretacja geomorfologiczna wydzieleń na Szczegółowej mapie geologicznej Polski (Brzezińska 1959; Buraczyński i in. 1992, 2002; Buraczyński, Superson 1994ab; Buraczyński, Rzechowski 2007ab; Kurkowski 1993, 1994, 1995ab; Kwapisz 1997,1998; Marszałek i in. 1995, 2000; Popielski 1994ab, 1996, 2000; Rzechowski 1997; Rzechowski i in. 2007; Wągrowski 1992, 1995, 1999, 2001).

Opracowana przeze mnie mapa geomorfologiczna w skali 1:10 000 (60 arkuszy), została wykonana cyfrowo przez mgr. Piotra Bednarczyka oraz studentów geografii: Emilię Dobroń, Michała Gruma, Sławomira Rybaka, Jolantę Solecką. Pracami kierował mgr Łukasz Chabudziński, który opracował ostateczną wersję elektroniczną mapy geomorfologicznej Roztocza w skali 1:50 000 (11 arkuszy)[1]. Na tle hipsometrii i sytuacji topograficznej terenu, formy rzeźby oznaczono sygnaturami i kolorami (ryc. 2).

Wszystkim uczestnikom elektronicznego opracowania mapy geomorfologicznej składam serdeczne podziękowanie.

[1] – kolorowe mapy w załączeniu (1-11).



Ryc. 2. Skorowidz mapy geomorfologicznej Roztocza w skali 1:50 000. M-34-XX-Y.

I. BUDOWA GEOLOGICZNA I TEKTONIKA

Roztocze tworzy garb, który ograniczają krawędzie strukturalno-tektoniczne (Buraczyński 1997). Wyróżnia się indywidualnymi cechami morfostrukturalnymi. Badania geologiczne starszego podłoża wskazują na wpływ tektoniki głębokiego podłoża na główne elementy morfostrukturalne. Roztocze leży w strefie wgłębnego elementu struktury waryscyjskiej w obrębie podniesienia radomsko-kraśnickiego, zrębu Tomaszowa i Rawy Ruskiej. Na starsze elementy nałożona jest synklina laramijska, obejmująca lubelsko-lwowski kompleks strukturalny (Żelichowski 1972; Chiżniakow, Żelichowski 1974).

W mezozoiku faza alpejska zaznaczyła się stopniowym zapadaniem i rozwojem synklinorium brzeżnego. Na początku kredy górnej nastąpiła zmiana warunków sedymentacyjnych, spowodowana przejściem aulakogenu w stadium syneklizy (Pożaryski i Brochwicz-Lewiński 1979). Przez cały okres górnej kredy rozwijała się nieprzerwanie sedymentacja utworów platformowych facji węglanowej i węglanowo-krzemionkowej.

KREDA

Roztocze budują utwory kredowe reprezentowane przez piętra kampanu i mastrychtu. piętro kampanu występuje na południowy zachód od linii Szastarka–Zdziłowice–Chrzanów–Frampol na Roztoczu Gorajskim oraz w strefie krawędziowej Roztocza Tomaszewskiego i Rawskiego. Pozostałą część Roztocza buduje piętro mastrychtu (Cieśliński, Wyrwicka 1970; Żelichowski, Kozłowski 1983). Kampan reprezentują gruboławicowe opoki i opoki margliste. Mastrycht dolny tworzą opoki i margle przechodzące od okolic Frampola ku południowemu wschodowi w gezy. Mastrych górny jako margle i opoki występuje na północ od linii Szczebrzeszyn–Krasnobród–Tomaszów Lubelski–Rawa Ruska. Nasilające się

ruchy dźwigające fazy laramijskiej w późnym mastrychcie spowodowały ustąpienie morza z niecki lubelsko-lwowskiej.

Roztocze leży na południowo-zachodnim skrzydle synkliny laramijskiej (ryc. 3). Synklina obcięta brzeżnymi uskokami młodoalpejskimi utworzyła wyniesiony blok Roztocza (Ney 1969). Od zapadliska przedgórskiego oddziela go uskok Zaklików–Hedwiżyn–Płazów–Niemirów–Gródek, a od niecki lubelsko-lwowskiej uskok Zakrzew–Sułów oraz Zamość–Rawa Ruska–Krechów i Żółkiew–Lwów (Ney 1969, Pożaryski 1974, Czebanenko 1990). Wydźwignięty obszar utworzył wyżynę wchodzącą w skład wału metakarpackiego (Nowak 1927).

CHRONOSTRATYGR.			FAZY OROGENICZNE wiek bezwzgl. (mln lat)		TEKTONIKA	KLIMAT	PROCESY
CZWART		eoplejstocen	2,5	wołoska	Dźwiganie Roztocza	Umiarkowany, okresowo suchy z gwałtownymi ulewami	Denudacja Poziomy erozyjne w dolinach Ożywiona erozja wgłębna - rozwój głównych dolin
PLIOCEN		roman (P_3)	3,7	rodańska		Umiarkowanie ciepły, półsuchy, śr. temp. roku +12° C	Rozwój zrównań - poziom niższy
PLIOCEN		dak (P_2)	5,2			Umiarkowany do umiarkowanie chłodnego, dość wilgotny	
PLIOCEN		pont (P_1)	8,1	attycka		Umiarkowany suchy, śr. temp. roku +7°C	- poziom wyższy, - ostańce najstarszej rzeźby
MIOPLIOCEN		panon (MP)	10,5	mołdawska	Przebudowa tektoniczna: ruchy wypiętrzające	Umiarkowanie ciepły, wilgotny, okresowo suchy, w optimum podzwrotnikowy; śr. temp. roku +16°C	Rozcinanie powierzchni, boczny rozwój stoków
MIOCEN	sarmat (M_5)	górny				Umiarkowanie ciepły, bardzo suchy	
MIOCEN	sarmat (M_5)	dolny	13,2		Tektonika uskokowo-blokowa: obniżanie basenu zewnętrznego, dźwiganie Roztocza		Wzmożona erozja na Roztoczu, rozwój stożków w zapadlisku
MIOCEN	baden (M_4)	kosowian	14,0	Leitha		Umiarkowanie ciepły, stosunkowo suchy	Facja rafowo-detrytyczna
MIOCEN	baden (M_4)	wielician	15,1	styryjska		Umiarkowanie ciepły, wilgotny	Facja osadów chemicznych
MIOCEN	baden (M_4)	morawian	16,5	młodostyryjska	Transgresja badeńska		Facja ilasto-piaszczysta, w-twy baranowskie
MIOCEN	karpat (M_3)		17,8		Rozwój zapadliska przedkarpac.: basen zewnętrzny,	Umiarkowanie ciepły do podzwrotnikowego z dużymi opadami.	Silna denudacja
MIOCEN	ottnang (M_2)		19,0				Falisty ląd, wys. wzgl. do 50 m
MIOCEN	eggenburg (M_1)		23,0	sawska	basen wewnętrzny		
OLIGO-MIOCEN		eger (OM)	29,0			Podzwrotnikowy, wilgotny	
OLIGOCEN		górny					Denudacja
OLIGOCEN		środkowy				Gorący suchy	
OLIGOCEN		dolny	36,6				Sylifikacja piasków - piaskowce bałtyckie
EOCEN		górny	43,6	górnoeoceńska	Tektonika blokowa		Akumulacja deltowa
EOCEN		środkowy	52,0	późnolutecka	Trangresja eoceńska	Podzwrotnikowy wilgotny	Akumulacja piasków i mułków kwarcowo-glaukonitowych.
EOCEN		dolny	57,8	późnolaramijska	Ruchy obniżające na linii uskoku Zamość-Rawa Ruska		Paleogeńska powierzchnia zrównania
PALEOCEN		górny					
PALEOCEN		środkowy	63,4			Umiarkowanie ciepły do podzwrotnikowego	
PALEOCEN		dolny	66,4	wczesnolaramijska	Ruchy dźwigające: rozwój wału metakarpackiego		Głębokie odwapnienie opoki i gezy

Tab. 1. Występowanie niektórych procesów i zjawisk na Roztoczu w trzeciorzędzie
(fazy orogeniczne wg W. Zuchiewicza 1984, klimat wg L. Stuchlika 1980).

PALEOGEN

W paleocenie Roztocze wkroczyło w fazę lądową. Morze w dolnym paleocenie pozostało jeszcze na Wyżynie Lubelskiej. Rozwój rzeźby nastąpił w długim okresie o zmiennych procesach rzeźbotwórczych (tab.1).

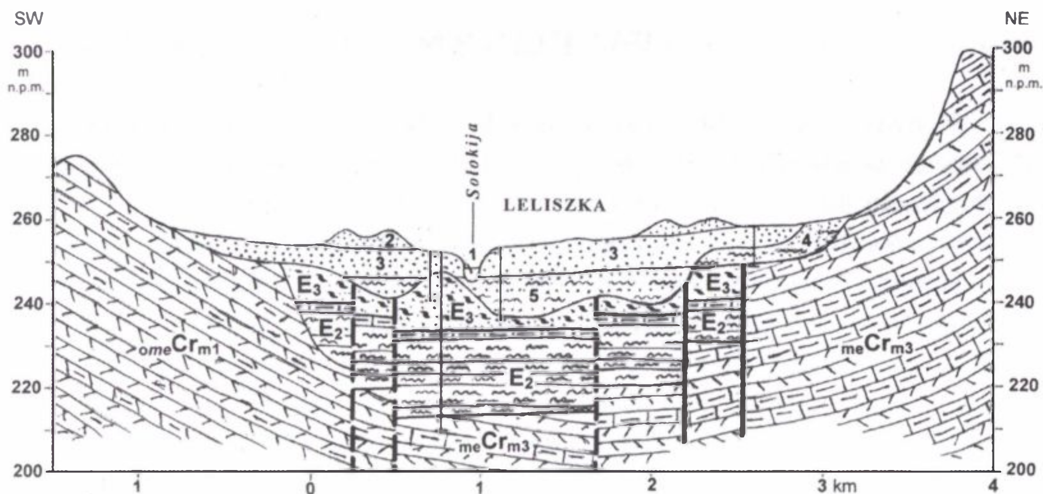
Urozmaicenie powierzchni paleogeńskiej było wynikiem rozwoju procesów denudacyjno-erozyjnych (Jahn 1956). Roztocze zbudowane z węglanowych skał, wytworzyło w paleogenie falisty ląd o wysokości względnej do 50 m. Powstały wydłużone (NW-SE), łagodne wzniesienia na wychodniach opok, przedzielone obniżeniami w osadach margli (Krassowska 1977; Cieśliński, i Rzechowski 1993).

W eocenie środkowym morze z północnego basenu sięgnęło po północny stok wału metakarpackiego. Śladem tego zalewu są utwory, występujące przy północnej krawędzi Roztocza od Żółkwi po Tomaszów Lubelski (Łomnicki 1898). Na linii uskoku Zamość-Rawa Ruska wytworzyła się bruzda wzdłuż północnej granicy Roztocza, do której wtargnęło morze ze wschodu (Kasiński i in. 1993, Buraczyński i Krzowski 1994). Wzdłuż doliny Sołokiji uformował się rów o długości 20 km i szerokości 2-3 km wypełniony osadami eocenu (mapa 8, ryc. 4). (Buraczyński i in. 1992; Buraczyński, Rzechowski 1998, 2007).

W rowie Sołokiji dolna seria mułowcowo-ilasta rozwijała się w warunkach klimatu ciepłego, w zbiorniku morskim w strefie nerytycznej o normalnym zasoleniu (Gaździcka 1994). Natomiast seria górna w strefie litoralnej, o znacznej zmienności dynamiki sedymentacji w środowisku delty. Obszarem alimentacyjnym delty był krystaliczny masyw ukraiński (Buraczyński, Rzechowski 1998).

W eocenie górnym nastąpiły słabe ruchy blokowe. Spowodowały one zmianę zasięgu i głębokości zbiorników morskich i śródlądowych. Wolny od zalewu wał metakarpacki podlegał denudacji i dalszemu rozwojowi paleogeńskiej powierzchni zrównania. Osady eoceńskie zachowały się głównie w rowach tektonicznych (Buraczyński i in. 2002).

W oligocenie istniał tu ląd. Przy wschodniej krawędzi Roztocza na powierzchni występują bloki piaskowców krzemionkowych koło Łaszczówki w stropie osadów eoceńskich, a między Lubyczą Królewską i Żółkwią na powierzchni kredowej (mapa 8). Piaskowce te są efektem procesów diagenezy działającej po zakończeniu sedymentacji eoceńskiej. Wtórna sylifikacja i wietrzenie mogły nastąpić w górny eocenie lub w oligocenie (Buraczyński i in. 1992, Cieśliński i Rzechowski 1993).



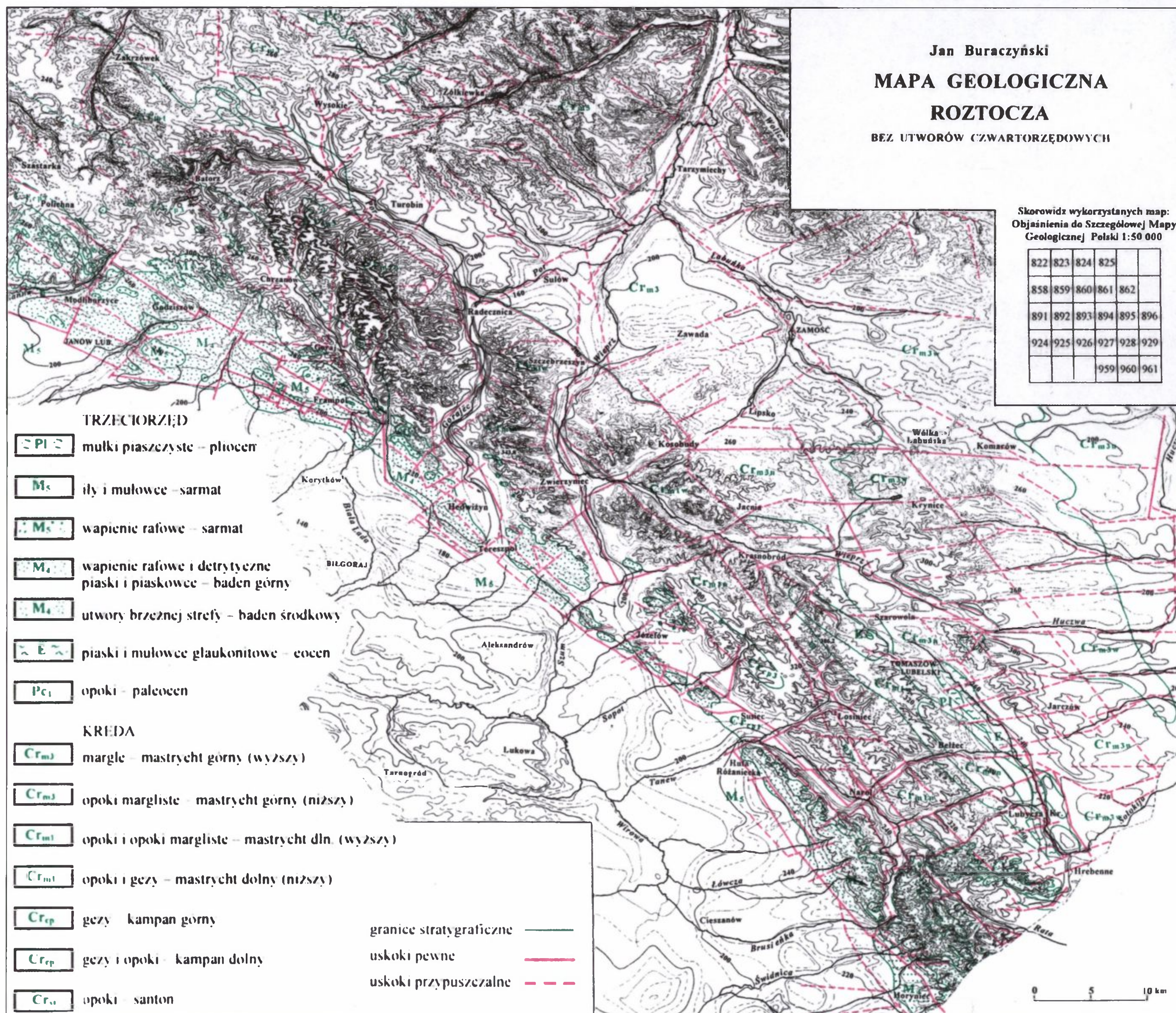
Ryc. 4. Przekrój przez rów Sołokiji koło Lubyczy Królewskiej (wg J. Buraczyńskiego i J. Rzechowskiego 2007)

Czwartorzęd: **1** - mułki rzeczne, holocen; **2** - piaski eoliczne, **3** - piaski rzeczne terasowe, stadiał główny, **4** - mułki piaszczyste, interstadiał grudziądza, zlodowacenie wisły; **5** - piaski i mułki rzeczne, interglacjał mazowiecki. Paleogen: $\mathbf{E_3}$ - piaski glaukonitowe, eocen górny; $\mathbf{E_2}$ - mułki i mułowce, eocen środkowy. Kreda: $_{me}\mathbf{Cr}_{m3}$ - margle, mastrycht górny, $_{ome}\mathbf{Cr}_{m1}$ - opoki margliste, mastrycht dolny.

NEOGEN

W neogenie nastąpił najważniejszy etap rozwoju morfogenetycznego Roztocza, związany z młodoalpejską orogenezą w Karpatach. Na początku miocenu, w związku z rozwojem zapadliska przedkarpackiego, z wału metakarpackiego zaczął wyodrębniać się południowy stok Roztocza, który został pocięty dolinami przed transgresją dolnobadeńską (Krzywiec, Jochym 1977).

K a r p a t jest najstarszym piętrem miocenu na Roztoczu Rawskim i Lwowskim. Jego osady reprezentują złoża lignitów w Glińsku i Dąbrówce koło Rawy Ruskiej. Obok uwęglonych pni, w stropie występują w różnym stopniu skrzemionkowane fragmenty drewna, przykryte piaskami glaukonitowymi. Seria burowęglowa w Dąbrówce powstała w środowisku limnicznym. Utwory te wypełniają zagłębieniach w nierównym podmioceńskim podłożu. Na polskim Roztoczu serie burowęglowe w Siedliskach reprezentują fację lądową z wczesnośrodkowego miocenu. W karpacie na Roztoczu w warunkach limnicznych występowała flora lądowa z licznym udziałem cypryśnika błotnego (Krąpiec i in. 2011).



Ryc. 3. Mapa geologiczna Roztocza bez utworów czwartorzędowych (wg Objaśnień SMGP zestawił J. Buraczyński 2002).

Drewno cypryśnikowatych uwęgliło się i utworzyło poziom lignitów, lub ulegało sylifikacji w środowisku morskim, do którego trafiło wskutek abrazji morskiej lub działalności rzek. Wody płytkich lagun były nasycone krzemionką pochodzącą z rozpuszczenia szkliwa wulkanicznego. Następnie drewno było redeponowane do młodszych utworów mioceńskich, głównie piasków glaukonitowych i kwarcowych (Radwański, Wysocka 2001).

Fragmenty skrzemieniałego drewna występują na Roztoczu w wąskim pasie strefy krawędziowej, od Gorajca po Lwów (Łomnicki 1897, Buraczyński 2002). Najstarszymi utworami, w obrębie których znajdywano fragmenty skrzemieniałego drewna, były morskie piaski kwarcowo-glaukonitowe badenu (Areń 1992, Heflik 1996, Kłusek 2006). Pnie takie znaleziono na Roztoczu Gorajskim (Areń 1962, Buraczyński 1967) oraz na Roztoczu Rawskim. (Łomnicki 1898, Buraczyński 1974, Rzechowski 1997, Krąpiec i in. 2011).

W badenie dolnym transgresja morska wkroczyła na zróżnicowany morfologicznie obszar. Linia dyslokacji Zaklików–Hedwiżyn–Płazów–Horyniec stanowiła granicę transgresji dolnobadeńskiej. Roztocze było wówczas wyniesione. W brzeżnej części zapadliska przedkarpackiego zostały osadzone piaski (dolne warstwy baranowskie). Wyrównały one deniwelacje podłoża, tworząc pokrywy od kilku do kilkudziesięciu metrów (Ney 1969 a,b). Transgresja objęła częściowo strefę przykrawędziową i wierzchowiny Roztocza Rawskiego, osadzając piaski i piaskowce o miąższości do 80-100 m (Ney 1969a, Musiał 1987).

W badenie środkowym panował spokój tektoniczny, morze kurczyło się i wysychało. Na Roztoczu Rawskimi rozwinęła się facja ewaporytów, którą reprezentuje poziom gipsowy oraz wapienie ratyńskie (2-3 m) między Brusnem–Horyńcem–Radrużem (Ney 1969a, Ney i inni 1974, Musiał 1987).

W badenie górnym nasunięcie Karpat spowodowało rozszerzenie się morza mioceńskiego ku północy. Nastąpiła szybka subsydencja zapadliska i rozwój uskoków synsedymentacyjnych w stosunku do leżących ponad anhydrytami osadów (Krzywiec 1997). Mioceńska transgresja morska, wkraczająca do zapadliska przedkarpackiego, objęła swym zasięgiem Roztocze (Areń 1962, Ney 1969a, Ney i in. 1974). Utwory facji wapienno-piaszczystej leżą przekraczająco, bezpośrednio na kredzie, względnie na płatach utworów badenu środkowego. Transgresywna seria piaszczysta, najlepiej jest rozwinięta w strefie przykrawędziowej. Natomiast nie zachowały się utwory odpowiadające strefie brzegowej morza badenu górnego, rozwijające się w pasie o szerokości do 6 km (Musiał 1987). Na podstawie współczesnego zasięgu wapieni badenu górnego można sądzić, że strefę brzegową wyznaczał grzbiet

Roztocza na linii Batorz–Gródki–Gorajec–Zwierzyniec–Hucisko–Pasieki–Lubycza Królewska (mapa: 1, 4, 5, 8, 9).

Utwory miocenu występują pasem o szerokości 2-6 km, w strefie południowej krawędzi Roztocza Gorajskiego, Szczebrzeszyńskiego i Tomaszowskiego. Na Roztoczu Rawskim pokrywają cały garb o szerokości 12-16 km (ryc. 3). Charakteryzuje je duże zróżnicowanie litologiczne. Seria piaszczysta, jako transgresywna, obejmuje strefę przykrawędziową i wierzchowinę Roztocza. Seria wapienna (detrytyczna) występuje między zewnętrzną i wewnętrzną krawędzią morfologiczną. Strefa rafowa występuje płatami w pasie o szerokości 15 km od Modliborzyc po Frampol na Roztoczu Gorajskim, 2-4 km na linii Górniki–Senderki–Susiec na Roztoczu Tomaszowskim oraz do 10 km w strefie Narol–Huta Lubycka–Dziewięcierz na Roztoczu Rawskim (Areń 1962, Ney 1969a, Musiał 1987).

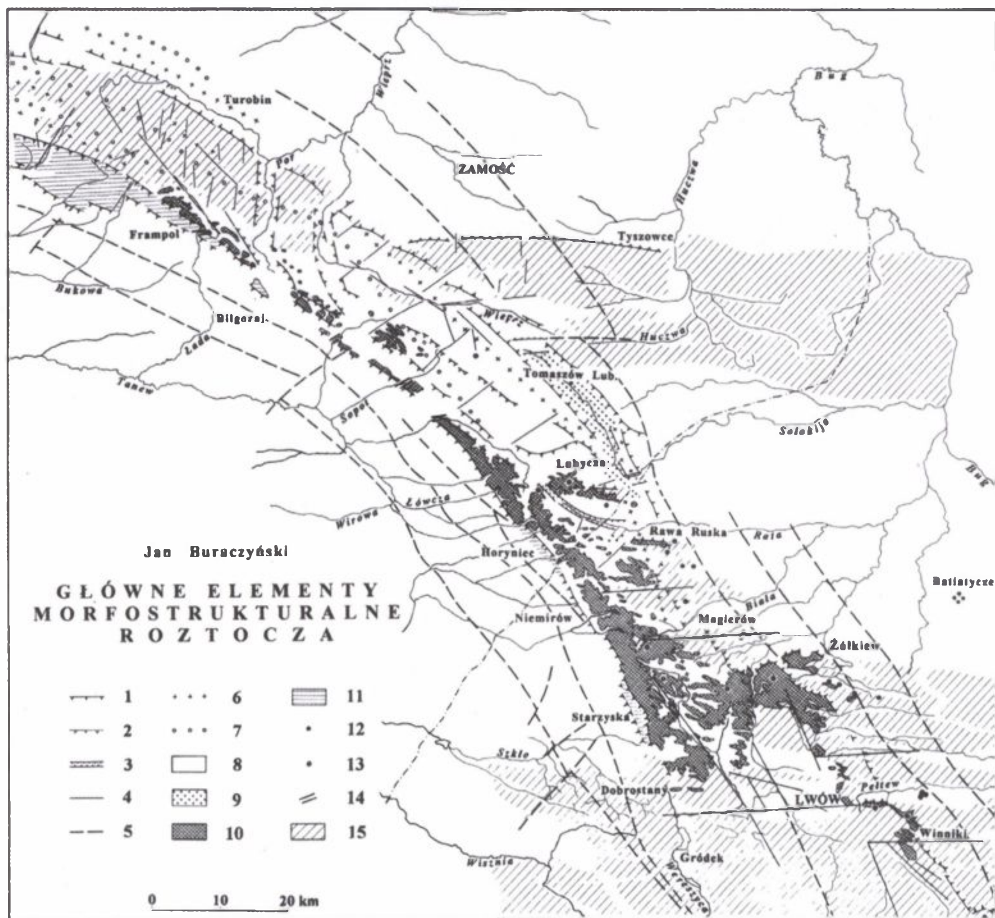
Utwory s a r m a t u rozwinęły się na Roztoczu Gorajskim i Tomaszowskim na północny-zachód od Nowin, na progach aktywnych bloków w facji detrytyczno-rafowej (Musiał 1987).

TEKTONIKA

W wyniku wzrostu naprężeń poziomych pod wpływem nacisku Karpat, nastąpiło ożywienie uskoków laramijskich i wydźwignięcie Roztocza jako struktury zrębowej oraz rozwój tektoniki uskokowo-blokowej. Na Roztoczu rozwinęły się stopnie, uskoki normalne oraz poprzeczne uskoki kompensacyjne i rowy (ryc. 5).

We wczesnym sarmacie nacisk przesuwających się płaszczowin Karpat Zewnętrznych spowodował szybkie obniżanie się zapadliska przedkarpackiego i wypiętrzanie na jego północnym przedpolu skorupy kontynentalnej (Krzywiec, Jochym 1997). Nastąpiło znaczne nasilenie ruchów tektonicznych i zasadniczy rozwój basenu zewnętrznego, w którym w warunkach szybkiego obniżania się podłoża rozwinęła się facja ilasta o charakterze sedymentacji syntektonicznej (Ney 1969, Ney i inni 1974, Krzywiec 1997). Dyslokacja brzeżna na linii Zaklików–Hedwiżyn–Płazów wyznacza granicę dwóch obszarów facjalnych: głębokowodnego facji ilastej mułowcowo-piaszczystej i płytkowodnego facji przybrzeżnej, a na Roztoczu facji lagunowej, detrytycznej i rafowej.

U schyłku sarmatu, po wycofaniu się morza z zapadliska, nastąpiła tektoniczna przebudowa. Nacisk fałdujących się Karpat spowodował ożywienie głównych uskoków i dźwiganie Roztocza jako struktury zrębowej oraz rozwój tektoniki

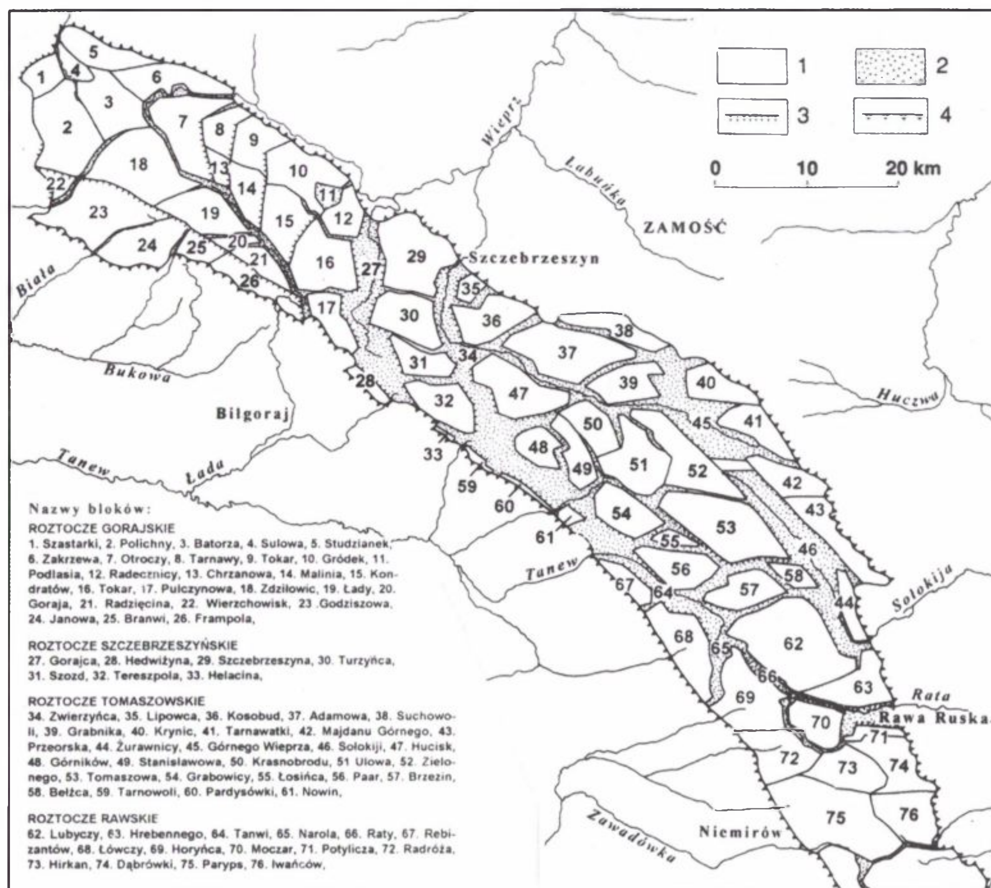


Ryc. 5. Główne elementy morfotektoniczne Roztocza (wg J. Buraczyńskiego 1997)

1 - progi tektoniczne, **2** - krawędzie o założeniach tektonicznych, **3** - rowy tektoniczne, **4** - doliny na dyslokacjach, **5** - główne dyslokacje podłoża, **6** - osie antyklin, **7** - osie synklin, **8** - płaskowzgórza zbudowane z margli, opoki i gezy kredowej, **9** - rów tektoniczny z kwarcowo-glaukonitowymi piaskami eoceńskimi, **10** - stoliwa zbudowane z wapieni mioceńskich, **11** - stopień strukturalny zbudowany z wapieni mioceńskich, **12** - rezydualne bloki piaskowców trzeciorzędowych, **13** - wzgórza świadki, **14** - doliny przełomowe, antecedentne, **15** - pokrywy lessowe.

uskokowo-blokowej. Na Roztoczu rozwinęły się antytetyczne stopnie, uskoki normalne oraz poprzeczne uskoki kompensacyjne i rowy (Ney 1969).

W pliocenie (faza wołoska) w wyniku wzrostu naprężeń poziomych pod wpływem nacisku Karpat nastąpiło ożywienie uskoków i podnoszenie Roztocza jako struktury zrębowej oraz rozbicie na liczne bloki i rowy (Jaroszewski 1977).



Ryc. 6. Mapa bloków i rowów tektonicznych w rzeźbie Roztocza (wg J. Buraczyńskiego 2002)

1 - bloki, **2** - rowy, doliny i kotliny, **3** - podrzędne krawędzie tektoniczne, **4** - główne krawędzie tektoniczne.

Analiza morfostrukturalna wykazała wielką rolę tektoniki w rozwoju rzeźby strukturalnej. Garb Roztocza tworzy mozaikę bloków różnej wielkości oraz obniżeń o charakterze wąskich dolin, rowów lub kotlin (ryc. 6). Roztocze zostało najsilniej rozczłonkowane na bloki i rowy, między doliną Gorajca, a doliną Tanwi i Raty, w strefie krzyżowania się dyslokacji NW-SE i NNW-SSE. W warunkach zróżnicowanych neotektonicznych ruchów blokowych i procesów rzeźbotwórczych wytworzyły się różne typy morfostrukturalne: powierzchnie denudacyjne, strukturalno-denudacyjne i akumulacyjne (Buraczyński 1980/81, 1993, 1997; Brzezińska-Wójcik 1997, 2013).

II. ROZWÓJ RZEŹBY ROZTOCZA

1. ROZWÓJ RZEŹBY W PLIOCENIE

O warunkach klimatycznych panujących na Roztoczu w pliocenie można sądzić pośrednio na podstawie badań roślinności w Karpatach (Szafer 1954, Stuchlik 1980, 1987). Wskazują one na postępujące ochłodzenie i osuszanie klimatu. Klimat panonu był zmienny: umiarkowanie ciepły i wilgotny, okresowo umiarkowanie suchy, ze średnią temperaturą roku 16°C.

We wczesnym pliocenie (pont) panował klimat umiarkowany, suchy, ze średnią temperaturą roku 7°C, a w środkowym pliocenie (dak) klimat był umiarkowany chłodny, dość wilgotny. W późnym pliocenie (roman) klimat był umiarkowanie ciepły do umiarkowanego, dość suchy. W pliocenie przemiany klimatyczne zaznaczyły się wahaniami ilości opadów i ich rozkładu, co spowodowało rozrzedzenie pokrywy leśnej na korzyść stepu.

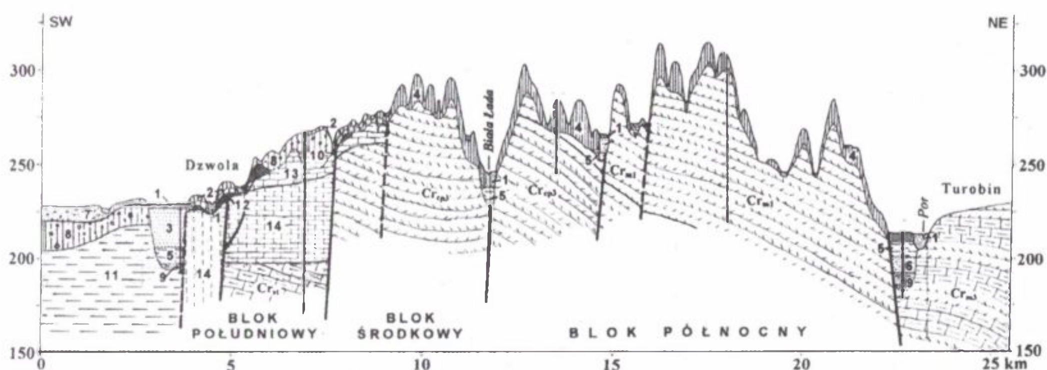
Powierzchnie zrównań / poziomy wierzchowinowe

Zdaniem M. Klimaszewskiego (1958), we wczesnym lub środkowym pliocenie poziom podgórski tworzył równinę ze zrównaniem Płaskowyżu Sandomierskiego oraz Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. We wczesnym pliocenie postępowało rozcinanie z równoczesnym kształtowaniem się systemu zrównań – pedymentów oraz w wyniku cofania się stoków, wzgórz ostańcowych.

Na Roztoczu procesy degradacyjne doprowadziły do wykształcenia powierzchni zrównań: poziom wyższy (340-360 m n.p.m.) i poziom niższy (300-320 m n.p.m). Najstarsze formy rzeźby wznoszą się ponad nim jako ostańce (Jahn 1956; Maruszczak, Wilgat 1956; Maruszczak 1972).

Przyjęcie dwóch poziomów zrównań przy analizie mapy topograficznej z 5 m cięciem poziomicowym było dość proste. Problem jest bardziej złożony przy szczegółowych badaniach terenowych. Obszary zbudowane z opoki i margli cechuje duża zmienność odporności. Wychodnie opoki zaznaczają się kilkoma spłaszczeniami na różnej wysokości, niekiedy podkreślone jeszcze krawędzią strukturalną. Sprawę komplikuje również rozwój tektoniki blokowej (Jaroszewski 1977) oraz nierównomierne ruchy podnoszące (Brzezińska-Wójcik 1997). Na wielką rolę tektoniki w rozwoju rzeźby strukturalnej Roztocza zwrócili uwagę M. Harasimiuk (1980) i J. Buraczyński (1980/81). Sugestie te udokumentowały badania do Szczegółowej mapy geologicznej Polski (PIG 1992-2007). W związku z powyższym nie można mówić o zrównaniach, lecz o poziomach wierzchowinowych, których rozwój jest poligeniczny. Wysokość wierzchowin na Roztoczu wzrasta ku południowemu wschodowi.

Na Roztoczu Gorajskim poziom wierzchowinowy wyższy (310-320 m n.p.m.) jest ograniczony do wąskiego grzbietu tworzącego oś bloku północnego (mapa 1). Na bloku środkowym występuje poziom wierzchowinowy niższy (280-290 m). Najlepiej jest on rozwinięty w zachodniej części garbu. Wierzchowiny niemal na całym obszarze pokrywa less warstwą o miąższości 10-15 m. Jedynie w części południowo-wschodniej poziomy denudacyjne utworzone w utworach kredy i miocenu odsłaniają się na powierzchni (ryc. 7).



Ryc. 7. Przekrój geologiczny przez Roztocze Gorajskie na linii Dzwola - Turobin (wg A. Wągrowskiego 1992, uzupełniony)

Czwartorzęd: **1** - torfy, piaski i mady, holocen; **2** - pyły piaszczyste, **3** - piaski terasowe, **4** - lessy, zlodowacenie wisła (i warta); **5** - mułki, zlodowacenie warty; **6** - piaski rzeczne ze żwirami, **7** - piaski fluwioglacjalne, **8** - glina zwałowa, zlodowacenie odry; **9** - piaski rzeczne ze żwirami, interglacjał mazowiecki; **10** - glina zwałowa, zlodowacenie sanu 2. Neogen: **11** - iłowce, **12** - wapienie rafowe serpulowe, sarmat; **13** - wapienie organodetrytyczne, grabow; **14** - wapienie litotamniowe, opol-wielician. Kreda: $\mathbf{Cr}_{m3}$ - margle i opoki, mastrycht górny; $\mathbf{Cr}_{m1}$ - opoki, mastrycht dolny; $\mathbf{Cr}_{cp3}$ - opoki, kampan górny; $\mathbf{Cr}_{st}$ - margle, santon.

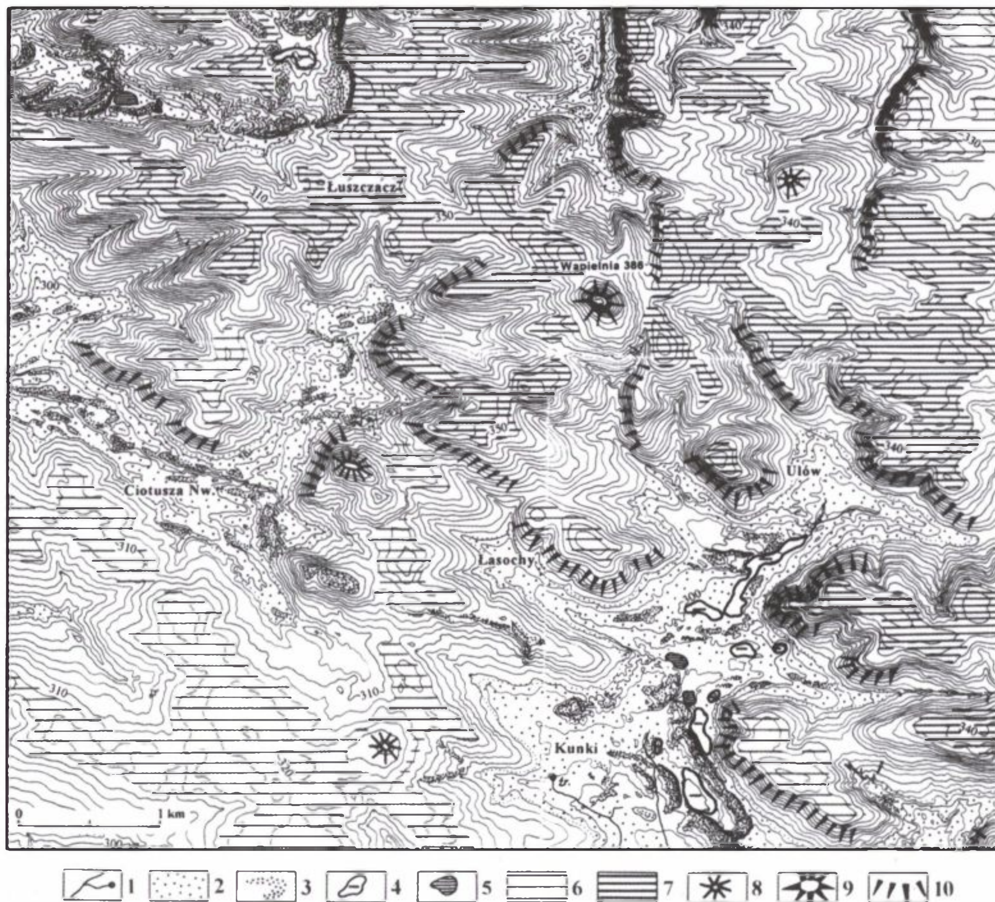
Wierzchowinę w południowej strefie krawędziowej, między Branwią–Gorajem–Radzięcinem a krawędzią wewnętrzną, budują mioceńskie wapienie detrytyczne. Wierzchowinę tworzy strukturalne stoliwo (300-310 m n.p.m.) od południa ograniczone krawędzią wewnętrzną (Wierzchowiska–Frampol–Dyle) o wysokości 50 m koło Frampola. Przy krawędzi występują ostańce (307-315 m n.p.m.) zbudowane z sarmackich wapieni rafowych. Na wschód od doliny Białej Łady zaznaczają się wzgórza stołowe Pulczynowa i Żelebska (mapa 1, 4).

Na Roztoczu Szczebrzeszyńskim na północnym bloku występuje poziom wierzchowinowy niższy (300-310 m). Tworzy go wąski południkowy grzbiet, od którego wysuwają się ogałęzienia ku wschodowi. Poziom ten pokrywa less do linii Czarnystok–Turzyniec (mapa 2). Blok środkowy reprezentuje typową rzeźbę strukturalno-denudacyjną. Poziom wierzchowinowy wyższy tworzy równoleżnikowy grzbiet koło Lipowca (330-340 m n.p.m.). Ponad nim wznoszą się ostańce Góra Dąbrowa (343,8 m) zbudowana z gezy i Tokarzowa Góra (343 m) z pokrywą wapieni litotamniowych. Na południe występuje poziom wierzchowinowy niższy (310-320 m), który tworzą szerokie spłaszczenia oraz wąskie garby zbudowane z utworów kredowych i mioceńskich.

Na Roztoczu Tomaszowskim garb północny między Żurawnicą a Krynicą jest rozcięty suchymi dolinami na szereg bloków (mapa 5, 6). Poziom wierzchowinowy wyższy (340-350 m) występuje wyspowo na Kamiennej Górze oraz między Kosobudami i Jacnią. Poziom wierzchowinowy niższy (300-320 m) jest znacznie lepiej rozwinięty. Od Kosobud po Wólkę Łabuńską–Majdan Górny pokrywa go less (Kurkowski 1993, 1994). Dobrze wykształcony poziom niższy, zbudowany z opoki marglistej, tworzy garb Majdan Górny–Machnów (mapa 8), stanowiący lewe strome zbocze doliny Sołokiji. Garb ten od zachodu i wschodu ogranicza krawędź (Buraczyński, Superson 1994a,b; Buraczyński, Rzechowski 2007a,b).

W osi garbu Obrocz–Łuszczacz–Pasieki poziom wierzchowinowy wyższy tworzy wąski grzbiet zbudowany z opoki i gezy. Blok Łuszczacza wyznaczają głębokie doliny południkowe Szur–Łuszczacz–Ciotusza i Zielone–Ulów o założeniach tektonicznych. Ponad ten poziom wznosi się Wapielnia (386 m n.p.m.), ostaniec najstarszej rzeźby z pokrywą badeńskich odpornych wapieni rafowych (ryc. 8, mapa 8). Spąg badenu leży na wysokości 375 m, a w strefie krawędziowej na 300 m n.p.m., co wskazuje na wypiętrzenie ponad 50 m. W sąsiedztwie wzgórza Wapielni spękania skał kredowych mają rozwarte szczeliny (10 cm), wskazujące na aktywność tektoniczną (Buraczyński i in. 1992).

Poziom wierzchowinowy niższy (300-320 m n.p.m.) występuje na południe, między Stanisławowem–Długim Kątem a Tomaszowem–Narolem. Zwarty poziom o szerokości 5-10 km i długości 20 km ogranicza krawędź wewnętrzna (30-40 m) na linii Majdan Nepryski–Susiec–Paary–Narol. Koło Kunek wznosi się ostaniec 323,8 m n.p.m. zbudowany z gezy (ryc. 8). Na powierzchni warstwę ochronną tworzą płaskury piaskowca (średnicy 20-50 i grubości 5-10 cm). Konkrecje te są pozostałością bliżej nieokreślonego starszego neogenu (Buraczyński i in. 1992, 2002).

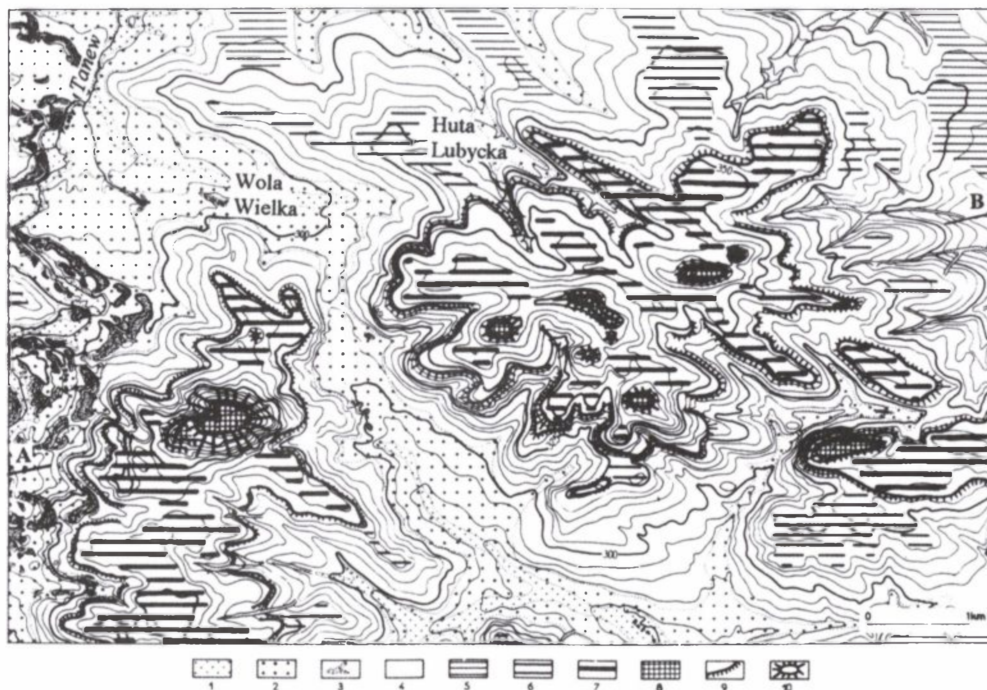


Ryc. 8. Rzeźba wierzchowiny Roztocza Tomaszowskiego koło Łuszczacza (wg J. Buraczyńskiego 2002)

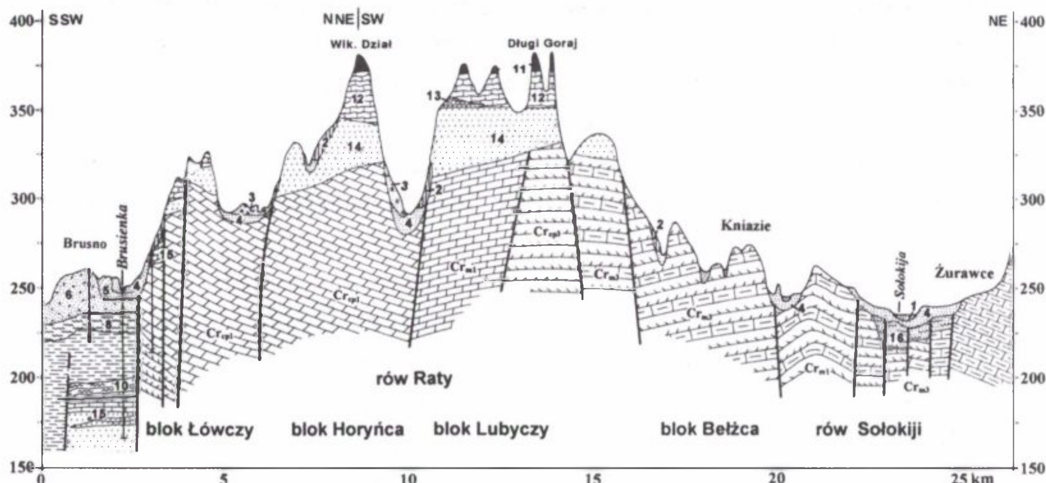
1 - rzeki, **2** - dna suchych dolin, **3** - wydmy, **4** - zagłębienia deflacyjne, **5** - jeziorka śródwydmowe, **6** - poziom wierzchowinowy niższy 310-320 m n.p.m., **7** - poziom wierzchowinowy wyższy 340-350 m n.p.m., **8** - ostańce zbudowane z gezy mastrychtu, **9** - ostaniec zbudowany z wapieni badenu (Wapielnia 386 m), **10** - krawędzie o założeniach tektonicznych. Poziomice co 2,5m.

Na Roztoczu Rawskim poziom wierzchowinowy wyższy (350-360 m n.p.m.) budują wyłącznie utwory badenu: wapienie detrytyczne, muszlowce oraz piaski kwarcowe (Musiał 1987, Popielski 1996, 2000, Rzechowski 1997, Rzechowski i in. 2008). Tworzy on powierzchnię strukturalną o cechach stoliwa, ciągnącą się wzdłuż południowo-zachodniej krawędzi Roztocza od Narola po Dziewięcierz, pasem o szerokości 2-5 km. Drugim obszarem jego występowania jest centralna część garbu, gdzie wierzchowinę tworzą wąskie, rozczłonkowane garby od Huty Lubyckiej po Siedliska (mapa 10, 11).

Ponad poziomem wierzchowinowym wyższym wznoszą się do 20-30 m ostańce. Wzgórza stołowe lub kopy reprezentują najstarszą rzeźbę Roztocza. Koło Woli Wielkiej wznosi się Wielki Dział (390,1 m n.p.m.), a koło Huty Lubyckiej występuje osiem ostańców, w tym Długi i Krągły Goraj 391,5 m n.p.m. (ryc. 9, 10). Budują je piaski z przewarstwieniami piaskowców, z wapieniami rafowymi w stropie (Buraczyński 1974, Musiał 1987, Popielski 1996, 2000).



Ryc. 9. Rzeźba Roztocza Rawskiego koło Huty Lubyckiej (wg J. Buraczyńskiego 1974)
1 - terasa zalewowa; **2** - terasa nadzalewowa i dna suchych dolin, **3** - wydmy, **4** - stoki, **5** - poziom denudacyjny 300 m; **6** - poziom wierzchowinowy niższy 320-330 m n.p.m.; **7** - poziom wierzchowinowy wyższy 350-360 m n.p.m.; **8** - powierzchnia strukturalna (stoliwo); **9** - krawędzie denudacyjno-strukturalne utworzone w skałach badeńskich; **10** - wzgórza stołowe, ostańce najstarszej rzeźby 380-390 m n.p.m.



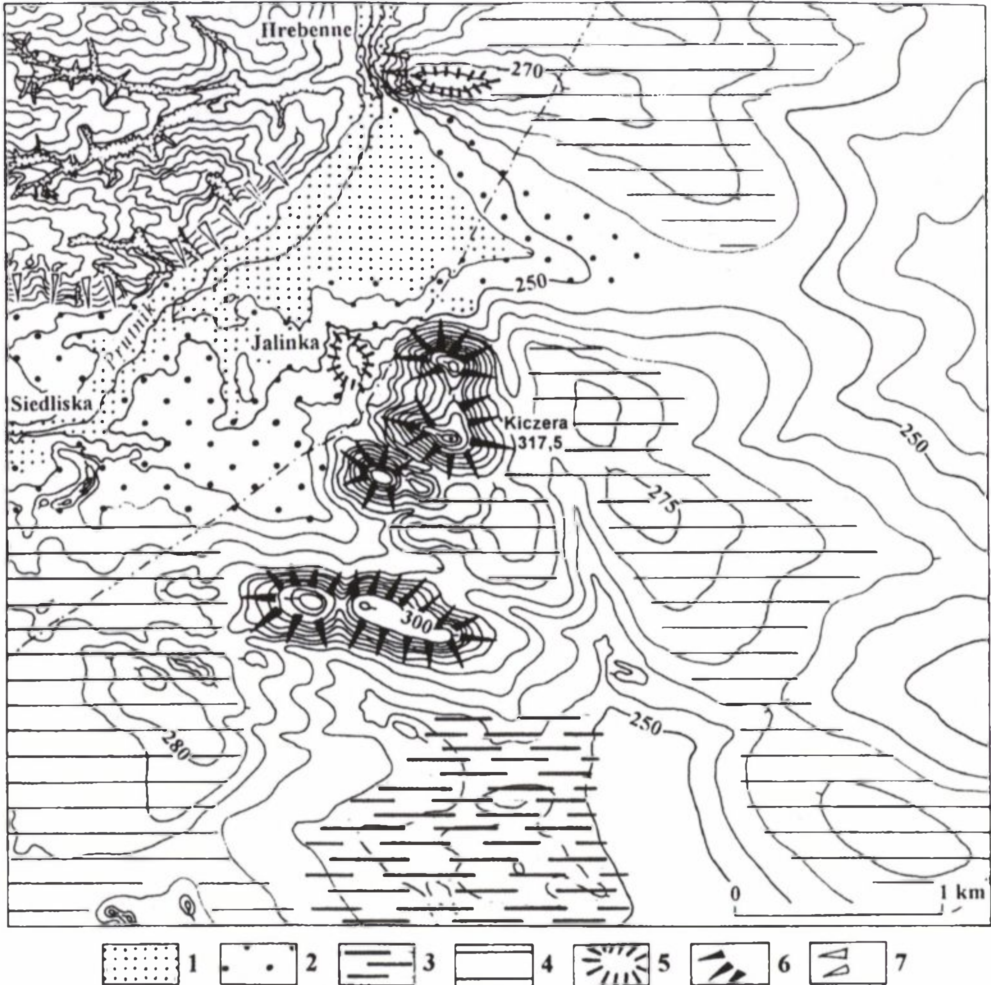
Ryc. 10. Przekrój geologiczny przez Roztocze Rawskie na linii Brusno–Żurawce (wg W. Popielskiego 1996, J. Buraczyńskiego i J. Rzechowskiego 2007)
Holocen: **1** - piaski rzeczne, **2** - piaski denudacyjne. Czwartorzęd: **3** - piaski eoliczne, **4** - piaski terasowe, zlodowacenie wisły; **5** - piaski rzeczno-peryglacjalne, zlodowacenie warty; **6** - piaski ze żwirami lodowcowe, **7** - glina zwałowa, zlodowacenie san 2; **8** - mułki jeziorne, interglacjał ferdynandowski. Neogen: **9** - mułowce, sarmat. Baden: **10** - iłołupki, grabow, **11** - wapienie rafowe, **12** - wapienie detrytyczne, **13** - wapienie litotamniowe, **14** - piaski i piaskowce, **15** - wapienie, piaski i piaskowce wielic + opol. Eocen: **16** - piaski kwarcowo-glaukonitowe, eocen środkowy; Kreda: $\mathbf{Cr}_{m3}$ - opoki margliste i margle, mastrycht górny; $\mathbf{Cr}_{m1}$ - gezy, mastrycht dolny; $\mathbf{Cr}_{cp3}$ - gezy, kampan górny; $\mathbf{Cr}_{cp1}$ - gezy, kampan dolny.

Poziom wierzchowinowy niższy (300-330 m n.p.m.) rozciąga się od doliny Narol-Bełżec po dolinę Sołokiji, na północ od poziomów strukturalnych (mapa 8). Poziom w południowej części budują gezy kampanu i matrychtu, a w części północnej, między Bełżcem a Potokami, przechodzi w opoki margliste i margle mastrychtu dolnego (ryc. 10). Ze względu na różną odporność utworów, poziom obniża się do 280-290 m n.p.m. (Buraczyński i in. 1992, 2002; Popielski 2000).

Nad doliną Raty koło Werchraty poziom wierzchowinowy niższy (300-320 m n.p.m.) budują gezy mastrychtu dolnego. Na lewym zboczu tworzą duży zwarty płat, a na prawym zboczu występują tylko niewielkie spłaszczenia. Ponad nimi poziom strukturalny (320-330 m n.p.m.) zbudowany z wapieni litotamniowo-detrytycznych ciągnie się pasem o szerokości do 0,5 km i długości 4 km (mapa 8).

Roztocze Rawskie graniczy z kotliną Bugu na linii Lubycza Królewska–Hrebenne–Rawa Ruska. Krawędź wschodnia o skomplikowanej budowie rozwinęła się w strefie uskoku Ruda Lubycka–Rawa Ruska–Magierów. Koło Siedlisk występuje

izolowany płat miocenu odcięty uskokiem doliny Prutnika (Rzechowski i in. 2008). Wzgórze Kiczera (318 m n.p.m.) tworzy ostaniec miocenu otoczony poziomem denudacyjnym (250 i 270 m n.p.m.), ścinającym margle kredowe (ryc. 11, mapa 11). Większe płaty miocenu przy wschodniej krawędzi występują za granicą państwa, koło Rawy Ruskiej (Buraczyński 1997).



Ryc. 11. Rzeźba denudacyjna wschodniej krawędzi Roztocza koło Hrebennego (wg J. Buraczyńskiego 2002)

1 - terasa zalewowa; **2** - terasa nadzalewa; **3** - równina denudacyjna 250 m; **4** - poziom denudacyjny 270-280 m, ścinający opoki mastrychtu; **5** - pagórki piasków badenu; **6** - ostańce zbudowane z wapieni badenu; **7** - krawędź o założeniach tektonicznych. Poziomice co 5 m.

Rzeźba krawędziowa

Wielką rolę w rozwoju rzeźby Roztocza odegrało tektoniczne rozbicie garbu na szereg bloków nierównomiernie podniesionych. Urozmaicona rzeźba związana jest również ze zróżnicowaną odpornością skał kredowych (gezy, opoki, margle) i mioceńskich (wapienie litotamniowo-detrytyczne, rafowe i piaskowce).

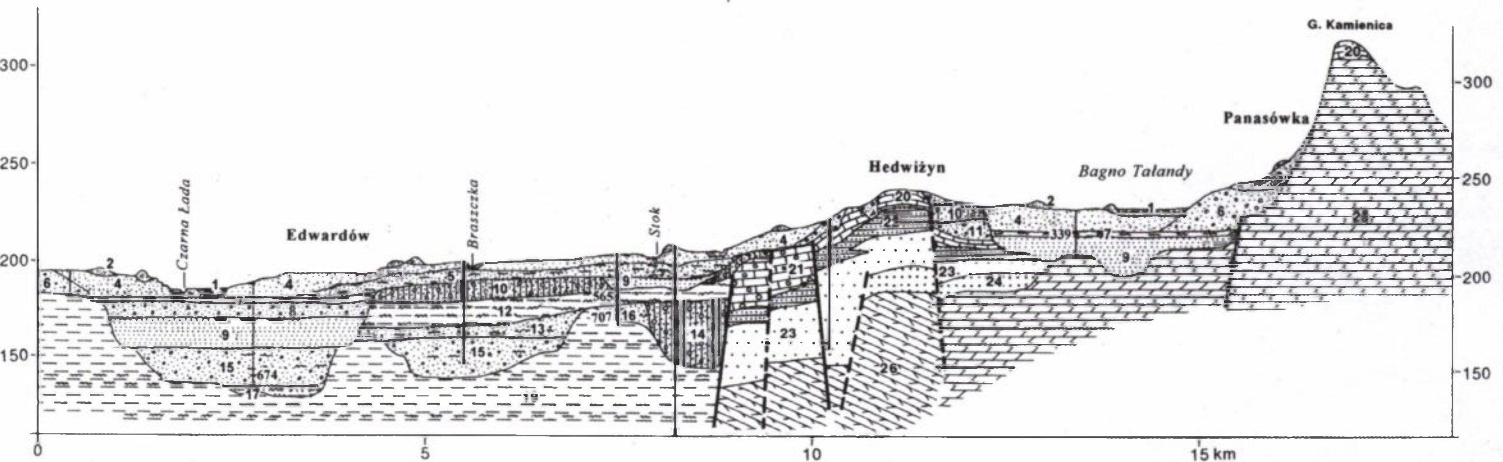
Na Roztoczu Gorajskim południowa strefa krawędziowa obejmuje krawędź wewnętrzną, stopień i krawędź zewnętrzną. Po raz pierwszy na złożoną budowę zwrócił uwagę S. Pawłowski (1938). W strefie tej występuje stopień o wysokości 250-260 m n.p.m. z krawędzią zewnętrzną Roztocza oraz stopnie 200-220 i 170 m n.p.m. w Kotlinie Sandomierskiej. Występowanie szeregu bloków wskazuje na złożoną budowę tektoniczną południowej krawędzi Roztocza (Brzezińska 1961, Buraczyński 1967, Wągrowski 1992).

Poziom strukturalny o wysokości 240-260 m n.p.m., ciągnący się od doliny Sanny po dolinę Białej Łady, budują mioceńskie wapienie detrytyczne i litotamniowe (mapa 1, 3). Wyznaczają go dyslokacje (NW-SE) na linii Wierzchowiska–Godziszów–Branew–Frampol, Wólka Ratajska–Krzemień–Sokołówka oraz Modiborzyce–Janów Lubelski–Korytków. Uskoki poprzeczne (SW-NE) dzielą stopień na kilka bloków przesuniętych względem siebie. Bloki Modliborzyc i Janowa Lubelskiego mają szerokość 6-7 km, blok Frampola 2-3 km, a blok Rzeczycy 1-2 km (Buraczyński i in. 1993, Wągrowski 1992, 1995).

Na południowym wschodzie bloki Kajetanówki i Hedwiżyna tworzą stopień przykrawędziowy o wysokości 240 m n.p.m. Blok Hedwiżyna ogranicza niska krawędź rozwinięta na linii uskoku NW-SE (mapa 4). Budują go wapienie litotamniowe i detrytyczne (ryc. 12). Ponad stopień Kajetanówki wznosi się ostaniec zbudowany z sarmackich wapieni serpulowych (Popielski 1994a,b). Skomplikowany obraz dyslokacji wskazuje na dużą rolę zjawisk tektonicznych w rozwoju rzeźby krawędziowej (Jaroszewski 1977; Jaroszewski, Piątkowska 1988).

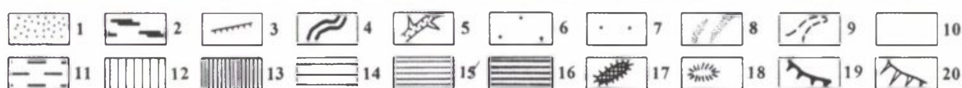
Na Roztoczu Szczebrzeszyńskim strefa południowej krawędzi składa się z kilku elementów: pasma wzgórz, krawędzi wewnętrznej, stopnia przykrawędziowego, krawędzi zewnętrznej oraz wzgórz zewnętrznych (Maruszczak, Wilgat 1956; Buraczyński 1997).

Wzgórza Tereszpolskie (320-326 m n.p.m.) tworzą dwie równoległe linie wzgórz o kierunku NW-SE. Pagóry wewnętrzne budują wapienie rafowe, a zewnętrzne wapienie litotamniowe i piaskowce (Musiał 1987, Popielski 1994). Większe wzgórza tworzą formy stołowe, a mniejsze kopiaste. Wzgórza te od południa



Ryc. 12. Przekrój geologiczny przez strefę krawędziową koło Hedwiżyna (wg W. Popielskiego 1992)

Czwartorzęd: **1** - torfy i piaski humusowe dolin i zagłębień bezodpływowych, holocen; **2** - wydmy, **3** - piaski zboczowe, **4** - piaski rzeczne terasowe, zlodowacenie wisły; **5** - piaski i mułki rzeczno-rozlewiskowe, zlodowacenie warty; **6** - piaski wodnolodowcowe, zlodowacenie odry; **7** - mułki jeziorne, interstadiał zbójna; 8 - piaski i żwiry rzeczne, stadiał liwca; **9** - piaski rzeczne z torfem w stropie, interglacjał mazowiecki; **10** - glina zwałowa, **11** - piaski wodnolodowcowe, zlodowacenie sanu 2; **12** - mułki, interglacjał ferdynandowski; **13** - piaski i żwiry wodnolodowcowe, **14** - glina zwałowa, zlodowacenie sanu 1; **15** - piaski i żwiry rzeczne, interglacjał augustowski; **16** - mułki piaszczyste rzeczno-rozlewiskowe zlodowacenie narwi; **17** - mułki i piaski rzeczne, okres ciepły celestynowa. Neogen: **19** - iły i mułowce, sarmat; **20** - wapienie rafowe, baden; **21** - wapienie litotamniowe, grabow; **22** - piaskowce wapniste, **23** - piaski kwarcowe, opol; **24** - piaski kwarcowo-glaukonitowe, opol+wielic. Kreda: **25** - gezy, mastrycht dolny; **26** - opoki margliste, kampan. Wiek TL - 674 ka BP.



Ryc. 13. Mapa geomorfologiczna strefy krawędziowej Roztocza koło Tereszpola (wg J. Buraczyńskiego 1997)

1 - terasa zalewowa, **2** - równina torfowa, **3** - krawędzie o wys. 3-5 m, **4** - dolina przełomowa, **5** - wąwozy, **6** - terasa nadzalewowa i dna suchych dolin, **7** - równina piaszczysta proluwialno-eoliczna, **8** - wydmy, **9** - dolinki denudacyjne, **10** - stoki, **11** - równina denudacyjna, **12** - terasa erozyjna niższa, **13** - terasa erozyjna wyższa, **14** - powierzchnia strukturalna niższa (240-250 m), **15** - strukturalny stopień przykrawędziowy (270-280 m), **16** - poziom wierzchowinowy niższy (310-320 m), **17** - wzgórza stołowe (320 m), **18** - wzgórza ostańcowe, **19** - progi tektoniczne, **20** - zbocza o założeniach tektonicznych.

ogranicza krawędź wewnętrzna o założeniach tektonicznych, która opada stromym stokiem o wysokości 20-30 m.

Stopień przykrawędziowy o szerokości 1-2 km i wysokości 270-280 m n.p.m. budują badeńskie wapienie litotamniowe i detrytyczne (Popielski 1994). Ogranicza go krawędź zewnętrzna o wysokości od kilku do 20 m. Na południe od niej występują wzgórza zewnętrzne Hedwiżyna (240-250 m), Helacina Małego (240 m) i Helacina Dużego (250 m n.p.m.) zbudowane z wapieni detrytycznych. Izolowane wzgórza oddziela od stopnia rów szerokości 1 km (ryc. 13, mapa 4).

Skomplikowany obraz południowej strefy krawędziowej wykazuje predyspozycję litologiczną. Na podstawie analizy morfologicznej wskazywano na założenia tektoniczne krawędzi wewnętrznej (Maruszczak, Wilgat 1956; Buraczyński 1980/81, 1997). Badania geologiczne potwierdziły rolę zjawisk tektonicznych w rozwoju rzeźby krawędziowej (Jaroszewski, Piątkowska 1988; Popielski 1994).

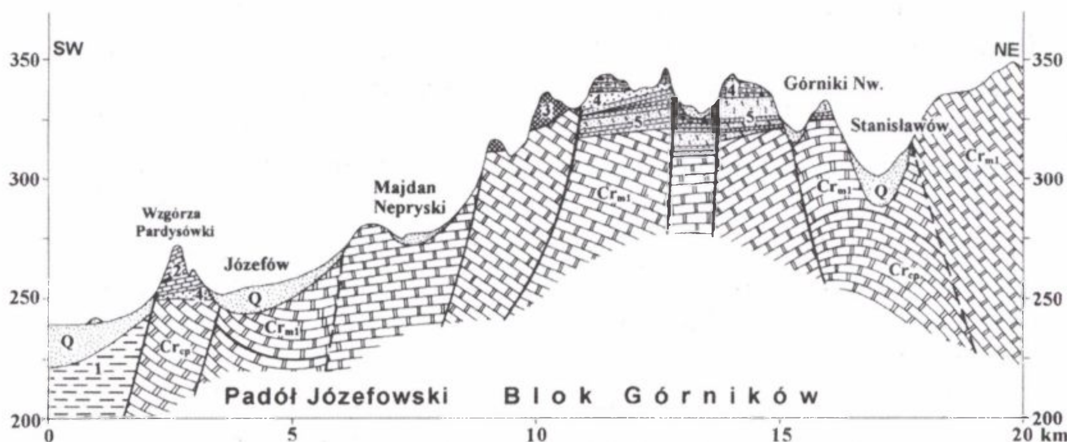
Na Roztoczu Tomaszowskim koło Józefowa, strefa krawędziowa o szerokości 6 km, wyróżnia się zróżnicowaną rzeźbą (mapa 7). Głównym elementem jest blok Górników o skomplikowanej budowie geologicznej (Jaroszewski 1977, Musiał 1987). Od południa ogranicza go krawędź wewnętrzna, od zachodu Padół Zwierzyniecki, od północy równoleżnikowa dolina Świerza, a od wschodu dolina Stanisławowa i Długiego Kąta. Trzon bloku budują gezy mastrychtu dolnego przykryte przez utwory badeńskie o miąższości 10-30 m (ryc. 14, 15). Wierzchowina zbudowana z wapieni litotamniowych tworzy wzgórze stołowe ograniczone krawędzią strukturalną (340-345 m n.p.m.). Ponad nim wznoszą się małe ostańce uwarunkowane litologicznie. Wzgórze stołowe niższe (320-335 m n.p.m.) ogranicza krawędź wewnętrzna. Blok Górników pocięty jest uskokami podłużnymi (NW-SE) i poprzecznymi (SSW-NNE), które dzielą go na mniejsze jednostki (Musiał 1987). Od wschodu blok górników wyznacza szeroka dolina Stanisławów-Długi Kąt, rozwinięta na osłabionych liniach skośnych dyslokacji.

W późnym badenie wzmożona działalność tektoniczna spowodowała rozwój normalnych uskoków o układzie schodowym i antytetycznej rotacji. Na rozwijających się progach tworzyły się wapiennie biogeniczne, a w innych miejscach osady piaszczyste i wapienie detrytyczne. Na początku sarmatu nasiliły się ruchy tektoniczne w basenie zapadliska zewnętrznego. Ze wzrostem naprężeń poziomych nastąpił rozwój zrzutowo-przesuwczych uskoków poprzecznych. Odmłodzenie stopni uskokowych i towarzyszących im rowów podłużnych spowodowało wzrost deniwelacji. Wzdłuż krawędzi wewnętrznej rozwinął się brzeg, a wzdłuż progu krawędzi zewnętrznej pas akumulacji barierowej. Wzgórza Pardysówki tworzą



Ryc. 14. Mapa geomorfologiczna bloku Górników koło Józefowa (wg J. Buraczyński 2002)

1 - dno doliny; **2** - terasa nadzalewowa i dna suchych dolin; **3** - wydmy; **4** - misy deflacyjne wypełnione torfem; **5** - stoki; **6** - pagóry krawędziowe (280 m) zbudowane z wapieni mioceńskich, **7** - denudacyjny stopień przykrawędziowy (270-280 m) utworzony w gezach kredowych; **8** - poziom wierzchowinowy niższy, wzgórza stołowe (320-330 m); **9** - poziom wierzchowinowy wyższy, wzgórza stołowe (340-350 m); **10** - ostańce; **11** - krawędzie o założeniach tektonicznych; **12** - zbocza dolin o założeniach tektonicznych. Poziomice co 2,5 m. Przekrój geologiczny ryc. 15.



Ryc. 15. Przekrój geologiczny przez blok Górników (oprac. wg T. Musiała 1987)
Q – czwartorzęd. Sarmat: **1** - iłowce i mułowce. Baden: **2** - wapienie detrytyczne, **3** - wapienie rafowe, **4** - wapienie muszlowo-glonowe, piaski kwarcowe i piaskowce, **5** - piaski glaukonitow. Kreda: $\mathbf{Cr}_{m1}$ - gezy, mastrycht dolny, $\mathbf{Cr}_{cp}$ - gezy, kampan.

pierwotną formę akumulacji barierowej, a padół Józefowski obejmuje badeński stopień uskokowy oraz krawędź bloków antytetycznych (Jaroszewski 1977).

Na Roztoczu Rawskim strefa południowej krawędzi obejmuje wał Huty Różanieckiej (szerokości 1 km i długości 7 km) do doliny Lubówki, który od północy graniczy z rowem Tanwi. Poziom strukturalny (300-320 m n.p.m.) zbudowany jest z wapieni detrytycznych, a jego powierzchnię urozmaica kilka niskich pagórków stołowych. Koło Łówczy poziom strukturalny składa się z dwóch stopni (300-320 i 280-290 m n.p.m.), rozdzielonych krawędzią strukturalną. Poziom ten między Lubówką i Gnojnikiem budują wapiennie detrytyczne. Poziom niższy od Gnojnika do Brusienki ścina gezy kampanu dolnego. Od doliny Brusienki do Radrużki poziom strukturalny (300-320 m n.p.m.) jest porozcinany dolinkami na małe płaty (mapa 7, 8, 10).

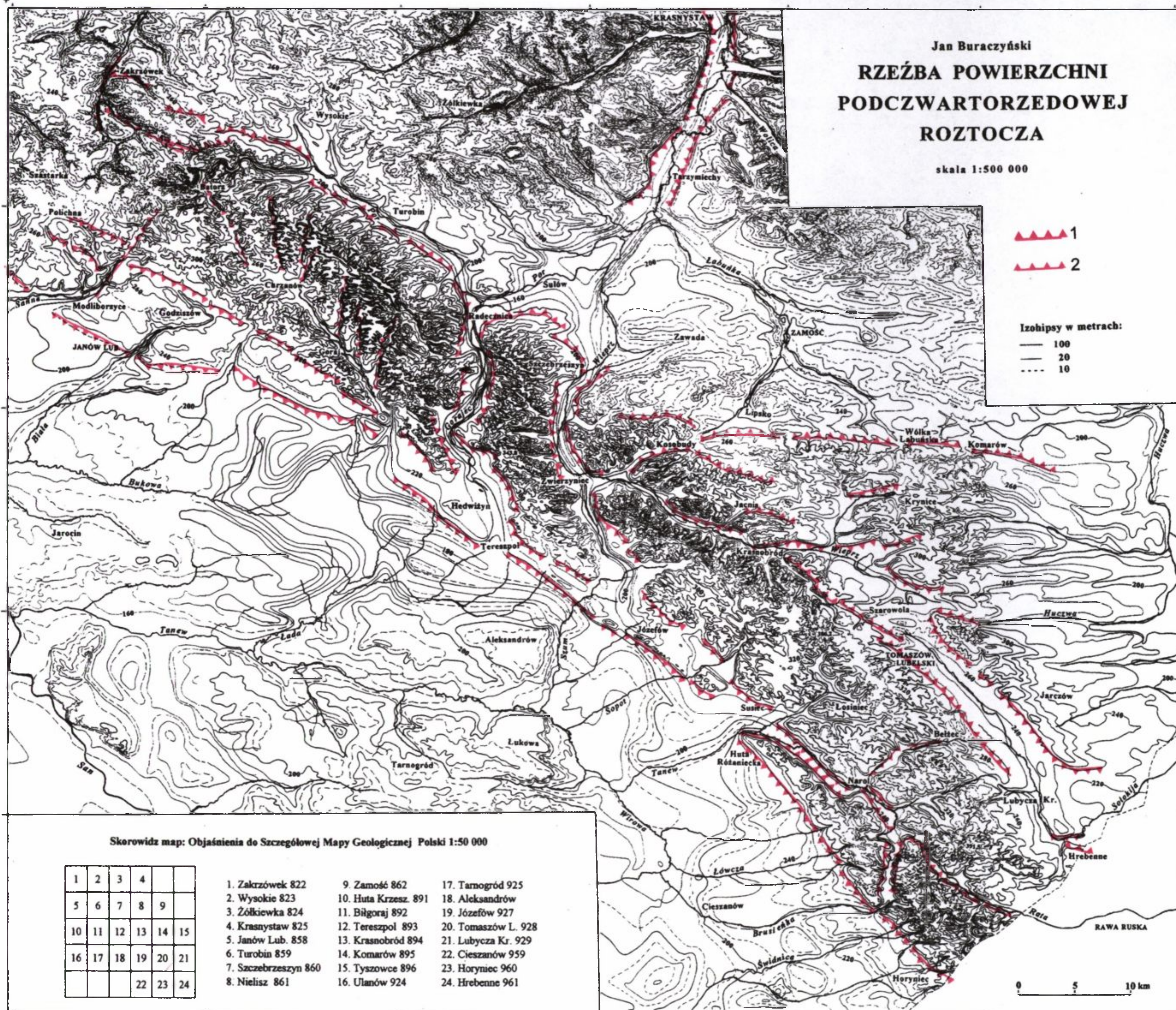
Od południa Roztocze Rawskie wyznacza krawędź zewnętrzna o założeniach tektonicznych. Od doliny Tanwi do Lubówki krawędź jest prostolinijna i zwarta, o wysokości 10-15 m. Na linii doliny Lubówki krawędź jest przesunięta 1 km na południe, wzdłuż poprzecznego uskoku. Dalszy odcinek krawędzi na linii Łówcza–Brusno Stare–Nowiny Horynieckie–Sopot Mały jest pocięty dolinami.

Rzeźba przedczwartorzędowa

Główne elementy rzeźby ukształtowały się w pliocenie. Roztocze od Kotliny Sandomierskiej oddzielał 20-metrowy próg wewnętrzny od Polichny do Frampola, a następnie podnoszący się do 50 m do Dyl. Stopień przykrawędziowy ograniczał 10-metrowy próg zewnętrzny Modliborzyce–Frampol–Hedwiżyn. Koło Tereszpola strefa krawędziowa składała się ze stopni rozdzielonych krawędziami. Od doliny Szumu do Tanwi krawędź zewnętrzną tworzy łańcuch wzgórz, a dalej na wschód krawędź garbu Huty Różanieckiej o wysokości 20-30 m. Północną krawędź Roztocza (NW-SE) stanowi zbocze (20-30 m) doliny Poru. Między Kosobudami a Komarowem krawędź (W-E) o wysokości około 10 m graniczy z Kotliną Zamojską (ryc. 16).

W osi garbu powierzchnie wierzchowinowe stanowiły resztki plioceńskich powierzchni denudacyjnych, oddzielone od zboczy wyraźniejszym załomem niż obecnie. Na Roztoczu Gorajskim wąskie garby tworzyły wierzchowiny o wysokości bezwzględnej ~300 m, a na Roztoczu Tomaszowskim wierzchowiny były zwarte i rozleglejsze o wysokości ~340 m. Na Roztoczu Rawskim wierzchowiny tworzyły płaty o wysokości bezwzględnej ~360 m, ponad które wznosiły się ostańce najstarszej rzeźby do 380-390 m.

Duże doliny Gorajca, Wieprza i Narola były znacznie głębsze od współczesnych. Garb rozcinały wąskie i głębokie doliny górnego Poru, Białej Łady i górnego Wieprza. W stoki garbu głęboko wcinały się doliny, kontrastujące z kurczącymi się wierzchowinami. Dno Kotliny Sandomierskiej zajmowała falista równina o deniwelacjach 30-50 m, pocięta szerokimi dolinami.



Ryc. 16. Rzeźba powierzchni podczwartorzędowej Roztocza i krain sąsiednich (wg Objaśnienia do SMGP zestawił J. Buraczyński 2002).
Poziomice co 20 m. **1** - krawędzie tektoniczne, **2** - krawędzie dolin.

2. ROZWÓJ RZEŹBY W EOPLEJSTOCENIE

Rozwój dolin

W środkowym pliocenie były dogodne warunki dla rozwoju sieci rzecznej. Właściwy rozwój sieci rzecznej nastąpił dopiero w eoplejstocenie (tab. 2). Na granicy pliocenu i eoplejstocenu w fazie wołoskiej podnosiły się Karpaty wraz z przedpolem, a sprzyjające warunki klimatyczne były impulsem dla rozwoju dolin (Jahn 1956, Rühle 1973). Gorajec i Wieprz płynące z Kotliny Sandomierskiej rozcinały garb Roztocza na liniach poprzecznych uskoków – rowu tektonicznego (ryc. 17). W zimnym piętrze rożce i ciepłym ponurzycy (tegelen) nastąpiła intensywna erozja wgłębna. Proces ten odbywał się w kilku fazach, o czym świadczą terasy erozyjne wznoszące się 30 i 60 na zboczach doliny Gorajca i Wieprza (Jahn 1956; Maruszczak, Wilgat 1956).

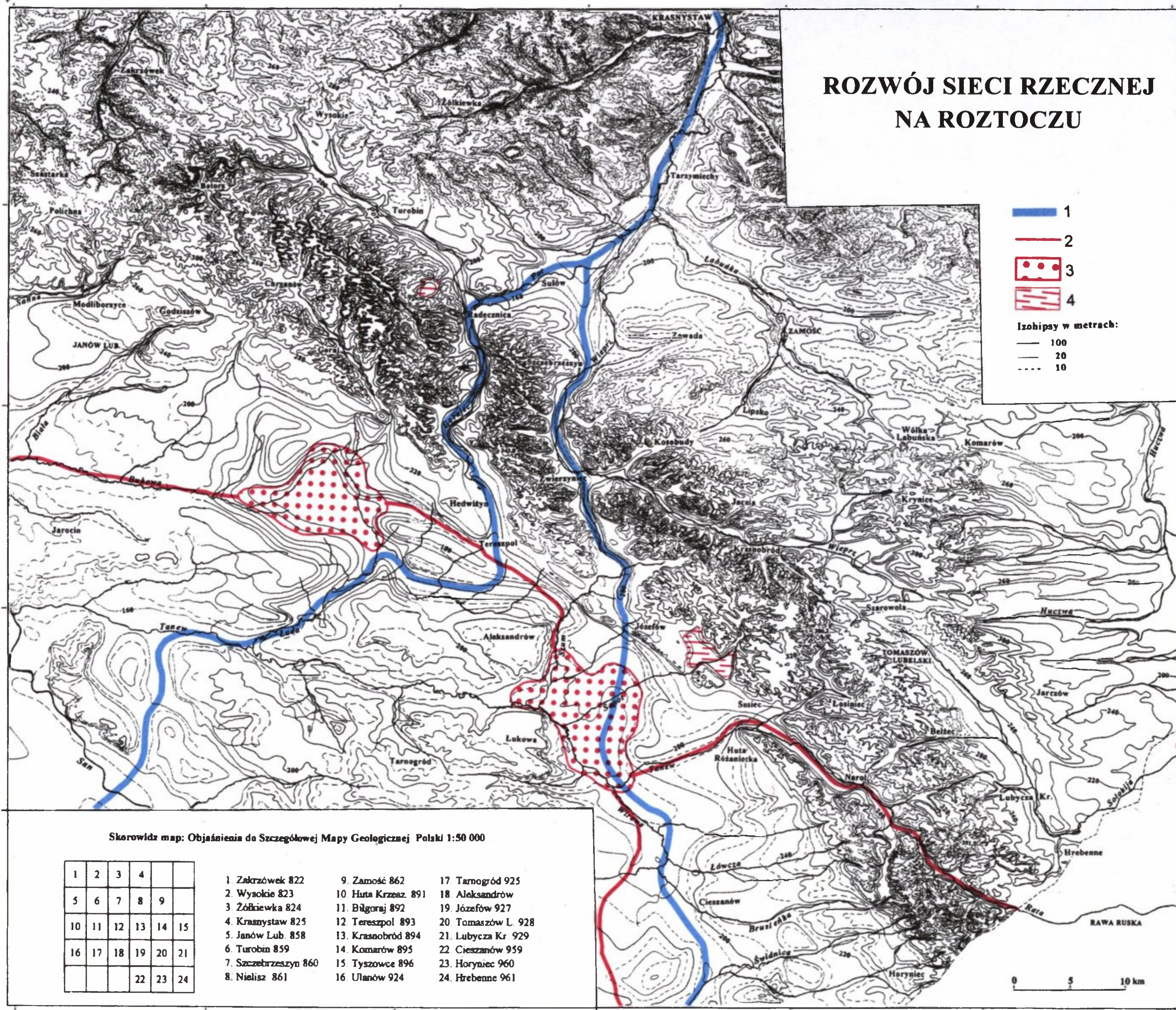
P r a - W i e p r z zaczynał się na Płaskowyżu Lubaczowskim w Kotlinie Sandomierskiej i płynął ku północy do zbiornika mazowieckiego (Różycki 1972). Między Lubaczowem a Góreckiem Kościelnym, dolina zaznacza się w rzeźbie podłoża obniżeniem do 160 m n.p.m. na linii doliny Wirowej i Tanwi (Laskowska-Wysoczańska 1981). Następnie dolina przecinała krawędź Roztocza między wzgórzami Tarnowoli i Pardysówki, łącząc się z padołem Zwierzynieckim o założeniach tektonicznych – rów tektoniczny (Buraczyński 1980/81, Kurkowski 1994, Popielski 1994, Marszałek i in. 1995).

P r a - W i s ł o k a płynęła z Płaskowyżu Kolbuszowskiego przez Biłgoraj i obniżenie Tałandy, następnie doliną Pra-Gorajca i Poru do Pra-Wieprza (Laskowska-Wysoczańska 1981; Buraczyński 1997; Kwapisz, Popielski 1999). Dolina Pra-Gorajca przecina w poprzek Roztocze, wykorzystując głęboką bruzdę (rów tektoniczny) rozwiniętą na poprzecznych dyslokacjach od Tereszpola po Czarnystok SE-NW, po Gorajec SW-NE i po Radecznicę SSE-NNW (Buraczyński 1980/81, Marszałek i in. 1995, Popielski 1994). Prawe zbocze (E) rowu o wysokości 40-80 m ciągnie się od Tereszpola do Zaburza. Lewe zbocze (W) wyznaczają niskie garby Hedwiżyna, a następnie zbocze o wysokości 40-60 m do Radecznicy.

W starszym czwartorzędzie doliny były głębsze od współczesnych o 50-70 m (ryc. 17). Współcześnie kopalne dno doliny Pra-Gorajca w Biłgoraju i Gorajcu leży na wysokości 135 m, a w Radecznicy 132 m. Kopalne dno doliny Pra-Wiepra w Kotlinie Sandomierskiej na linii doliny Tanwi i Wirowej znajduje się na wysokości

WIEK x1000	STRATYGRAFIA zlodow. / intergl.		NEOTEKTONIKA	PROCESY	OSADY
	holocen			Erozja i akumulacja rzeczna	Piaski rzeczne, torfy
	WISŁY	NEOPLEJSTOCEN		Procesy eoliczne Akumulacja lessowa Peryglacjalne wietrzenie i denudacja Akumulacja rzeczna w dolinach	Piaski pokrywowe, wydmy Piaski rzeczne terasowe i proluwialne Lessy młodsze - Roztocze Gorajskie Szczebrzeszyńskie i Lwowskie Piaski stokowe i dolinne
115	eemski			Procesy glebowe - erozja rzeczna	Gleba kopalna
130	WARTY stadiał			Warunki peryglacjalne: Akumulacja lessowa Wietrzenie i denudacja stoków Akumulacja rzeczna	Lessy starsze na N stoku Roztocza Mułki w dolinach i kotlinach (Podlesie) Piaski terasowe w strefie S krawędzi
180	interstad lubelski			Procesy glebowe	Gleba kopalna
240	ODRY			Transgresja lądolodu po krawędź W i SW Roztocza Gorajskiego Akumulacja eoliczna	Glina zwałowa i piaski fluwioglacjalne (Brzozówka, Godziszów, Frampol) Mułki zastoiskowe (Szastarka, Podlesie) Lessy najstarsze (Błażek, Kotl. Zamojska)
305	interstad zbójna			Akumulacja powodziowa i jeziorna	Mułki rzeczne (dolina Wieprza) Mułki jeziorne (kotlina Podlesia)
	LIWCA stadiał			Wietrzenie i denudacja	Bruki morenowe na wierzchowinach
360	mazowiecki	MEZOPLEJSTOCEN		Akumulacja rzeczna Intensywna erozja wgłębna	Piaski rzeczne (Gorajec, Tanew, Wieprz) Rozwój równoleżnikowej doliny Wieprza
420	SANU 2			Transgresja lądolodu obejmuje Roztocze i Kotlinę Sandomierską	Glina zwałowa (w dolinie Wieprza, Tanwi i Kotlinie Sandomierskiej). Fluwioglacjał w dolinie Gorajca. Kemy i ozy (Komarów)
520	ferdynandowski			Denudacja i akumulacja	Mułki rzeczno-rozlewiskowe (Pra-Wieprz)
580	SANU 1			Transgresja lądolodu	Fluwioglacjał Glina zwałowa w Kotlinie Sandomierskiej
680	augustowski			Erozja i akumulacja rzeczna i rzeczno-rozlewiskowa	Mułki jeziorne Piaski i żwiry rzeczne, ilaste piaski powodziowe (dolina Pra-Wieprza)
720	NARWI (MENAP)			Wietrzenie i denudacja stoków w warunkach peryglacjalnych	Mułki zastoiskowe
850	okres ciepły celestynowa (waal)	EOPLEJSTOCEN		Akumulacja rzeczno-rozlewiskowa	Mułki jeziorne (Pra-Wieprz)
	okres zimny OTWOCKA (EBURON)			Rozwój doliny Gorajca i Wieprza: Akumulacja rzeczna	Piaski i żwiry rzeczne - seria Krasnystawska w dolinie Pra-Gorajca i Pra-Wieprza Kotlina Sandomierska - Korytów
1400	okres ciepły ponurzycy (tegelen)			Intensywna erozja i denudacja	Poziom denudacyjno-erozyjny (terasa) 30m w dolinie Gorajca i Wieprza
	okres zimny ROŻCE (PRETEGELEN)			Intensywna erozja i denudacja	Poziom denudacyjno-erozyjny (terasa) 60m w dolinie Gorajca i Wieprza
1750	PLIOCEN				

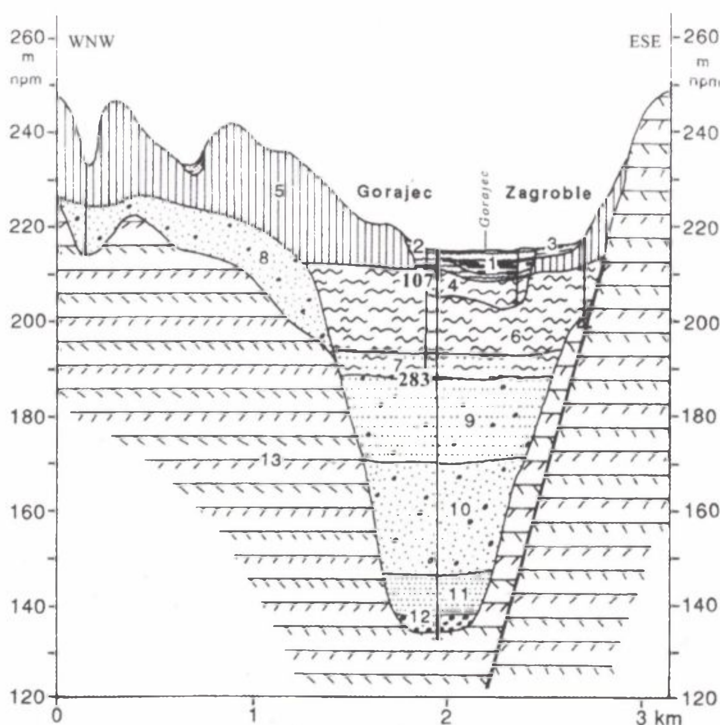
Tab. 2. Występowanie niektórych procesów i zjawisk na Roztoczu w czwartorzędzie (wg J. Buraczyńskiego 2002, zmieniony; stratygrafia wg J.E. Mojskiego 2005; ruchy neotektoniczne wg D. Baranieckiej 1983).



Ryc. 17. Rozwój sieci rzecznej na Roztoczu w eoplejstocenie (wg J. Buraczyńskiego 1997, B. Kwapisza i W. Popielskiego 1999).
1 - doliny preglacjalne, **2** - doliny i jeziora z interglacjału augustowskiego, **3** - jeziora z interglacjału mazowieckiego. Rzeźba powierzchni podczwartorzędowej.

160 m n.p.m. (Laskowska-Wysoczańska 1981). Na Roztoczu jego dno koło Majdanu Kasztelańskiego leży na wysokości 192 m, w Zwierzyńcu 164 m, a w Rozłopach 142 m n.p.m. Różnice położenia dna doliny i załamanie spadku zostały spowodowane późniejszymi ruchami blokowymi. Erozyjne dno doliny Tanwi w Narolu występuje na wysokości 220 m n.p.m. (Buraczyński i in. 1992).

W piętrze zimnym otwocka nastąpiła faza agradacji i wypełnianie dolin serią fluwialną złożoną z piasków i żwirów kredowych odpowiadających serii krasnystawskiej (Mojski 1964). Stwierdzono je w kopalnych dolinach Pra-Gorajca w Kotlinie Sandomierskiej w Biłgoraju (Laskowska-Wysoczańska 1981), Edwardowie (Popielski 1994) i Tarnowoli (Kwapisz 1998), a na Roztoczu w Gorajcu i Sąsiadce (ryc. 18), (Marszałek i in. 2000) oraz w dolinie Pra-Wieprza



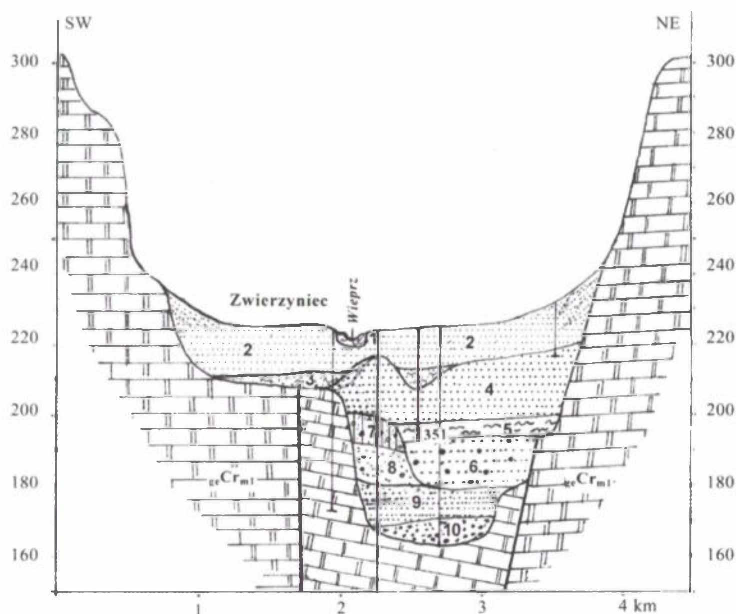
Ryc. 18. Przekrój geologiczny przez dolinę Gorajca (wg S. Marszałka i in. 2000, zmieniony)

Czwartorzęd: **1** - torfy, **2** - namuły, **3** - deluwia, holocen; **4** - mułki rzeczne, interglacjał eemski; **5** - lessy, zlodowacenie wisły; **6** - mułki jeziorne, zlodowacenie warty; **7** - piaski fluwialne, interglacjał lubelski; **8** - piaski fluwioglacjalne, zlodowacenie odry; **9** - piaski rzeczne, interglacjał mazowiecki; **10** - piaski fluwioglacjalne, zlodowacenie sanu 2; **11** - piaski rzeczne, interglacjał augustowski; **12** - żwiry, preglacjał; Kreda: $_{ge}\mathbf{Cr}_{m1}$ - gezy, mastrycht dolny.

(ryc. 19) w Zwierzyńcu (Buraczyński 1997). Zdaniem S. Kurkowskiego (1994) duża miąższość serii piaszczysto-żwirowej wskazuje na równoczesność akumulacji z zapadaniem się rowu. Wzmożona aktywność tektoniczna przypada na okres 1 400 ka BP (Baraniecka 1975).

Podobną serię preglacjalną o cechach serii krasnystawskiej stwierdzono w dolinie Tanwi (Buraczyński i in. 1992). Tworzą ją piaski ze żwirami skał lokalnych o dużej zmienności uziarnienia i wysortowania. Seria piaszczysto-żwirowa tworzyła się w środowisku rzeki epizodycznej o burzliwym, wysokoenergetycznym przepływie. Kopalna dolina przecina wał Roztocza na linii współczesnej doliny Tanwi–Raty (Buraczyński, Superson 1996a).

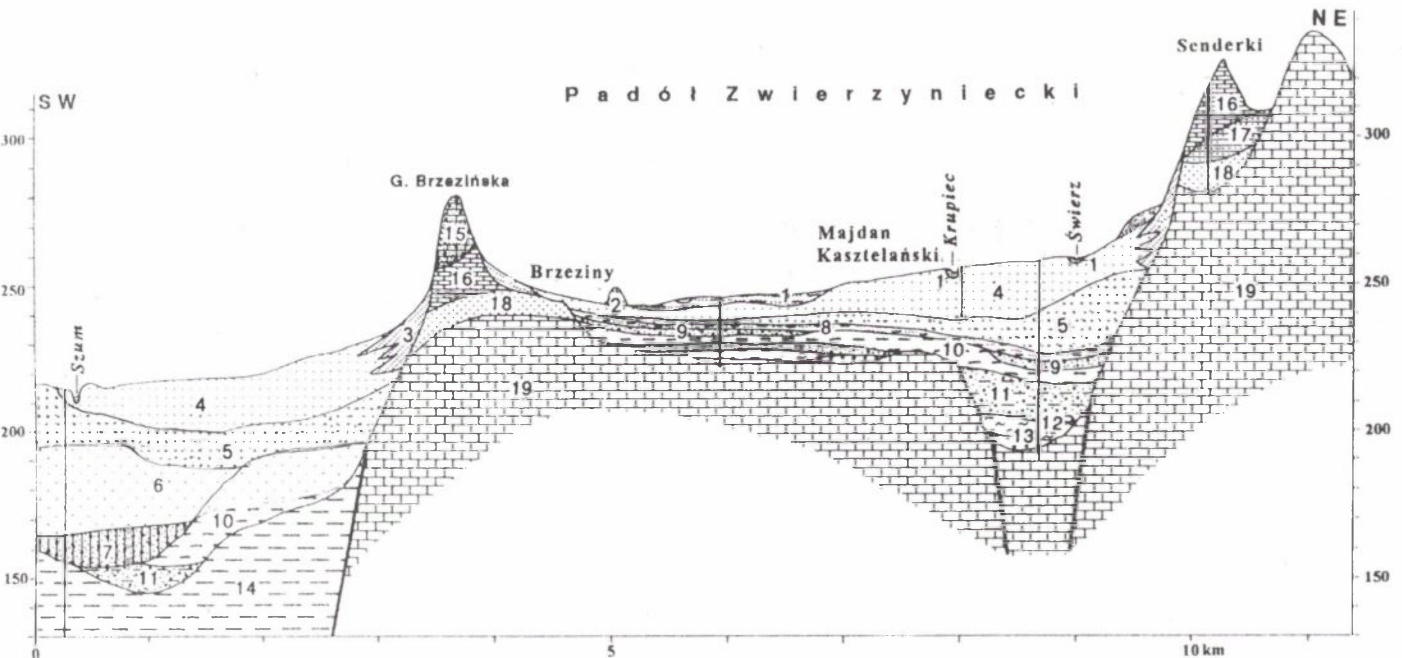
W Kotlinie Sandomierskiej na mułowcach sarmackich występują rzeczne piaski ze żwirami stwierdzone w Biłgoraju i Korytkowie (Laskowska-Wysoczańska



Ryc. 19. Przekrój geologiczny przez dolinę Wieprza w Zwierzyńcu (wg W. Popielskiego 1994, zmieniony)

Czwartorzęd: **1** - piaski i mułki, holocen; **2** - piaski rzeczne terasowe stadiału głównego, **3** - piaski i mułki interstadiału grudziądza, zlodowacenie wisły; **4** - piaski rzeczne, stadiał główny **5** - mułki, interstadiał zbójna, zlodowacenie odry; **6** - piaski rzeczne, interglacjał mazowiecki; **7** - glina zwałowa, **8** - piaski wodnolodowcowe, zlodowacenie san 2; **9** - piaski rzeczne, interglacjał augustowski; **10** - piaski ze żwirami, piętro zimne otwocka. Kreda: $_{ge}\mathbf{Cr}_{ml}$ - gezy, mastrycht dolny.

Ryc. 20. Przekrój geologiczny przez strefę krawędziową koło Korytkowa (wg W. Laskowskiej-Wysoczańskiej 1992, zmieniony)
Czwartorzęd: **1** - torfy, **2** - piaski i mułki rzeczne, holocen; **3** - piaski eoliczne, **4** - piaski terasowe i stokowe, zlodowacenie wisły; **5** - piaski ilaste i mułki facji powodziowej, interglacjał eemski, **6** – żwiry i piaski rzeczne, zlodowacenie warty; **7** - piaski wodnolodowcowe, **8** - glina zwałowa, zlodowacenie odry; **9** - mułki z wkładkami torfu i piaski, interglacjał mazowiecki; **10** - piaski lodowcowe, **11** - glina zwałowa, zlodowacenie sanu 2; **12** - jeziorne mułki z detrytusem roślinnym, interglacjał augustowski; **13** - piaski rzeczne, piętro ciepłe celestynowa; **14** - piaski i żwiry kwarcowe, piętro zimne otwocka. Miocen: **15** - iłowce, sarmat; **16** - wapienie litotamniowe i detrytyczne, baden. Kreda: **17** - opoki mastrychtu dolnego i kampanu. Jura: **18** - wapienie, kimeryd.



Ryc. 21. Przekrój geologiczny przez Padół Zwierzyniecki w Majdanie Kasztelańskim (wg S. Kurkowskiego 1993, zmieniony)

Czwartorzęd: **1** - piaski rzeczne terasy zalewowej, **2** - piaski humusowe zagłębień bezodpływowych, holocen; **3** - piaski wydmowe, późny glacjał; **4** - utwory zboczowe, **5** - piaski rzeczne terasy nadzalewowej, zlodowacenie wisły; **6** - piaski rzeczne, zlodowacenie odry; **7** - glina zwałowa, zlodowacenie sanu 2; **8** - mułki rzeczno-rozlewiskowe, interglacjał ferdynandowski; **9** - piaski i żwiry rzeczne, zlodowacenie san 1 (?); **10** - mułki, **11** - piaski rzeczno-rozlewiskowe oraz żwiry rzeczne, interglacjał augustowski; Preglacjał: **12** - mułki jeziorne, piętro ciepłe celestynowa; **13** - piaski i żwiry rzeczne, piętro zimne otwocka; Miocen: **14** - mułowce, **15** - wapienie detrytyczno-rafowe, sarmat; **16** - wapienie litotamniowe, **17**- piaskowce wapniste, **18** - piaski kwarcowe i glaukonitowe, baden; Kreda: **19** - gezy, mastrycht dolny.

1981), Edwardowie (Popielski 1994) i Tarnowoli (Kwapisz 1998). Występowanie żwirów kwarcowych wskazuje na preglacjalny wiek (ryc. 12, 20).

W ciepłym piętrze celestynowa osadziły się mułki jeziorne, wskazujące na zahamowanie przepływu w dolinie Pra-Gorajca (Kurkowski 1994). Nasilające się ruchy neotektoniczne spowodowały ruchy blokowe wzdłuż krawędzi Roztocza. Wypiętrzenie bloku Hedwiżyna przerwało łączność z górnym dorzeczem Pra-Gorajca (ryc. 13), a ruchy w strefie krawędzi koło Józefowa odcięły górne dorzecze Pra-Wieprza (ryc. 21). Procesy te spowodowały rozwój odwodnienia Roztocza ku południowi.

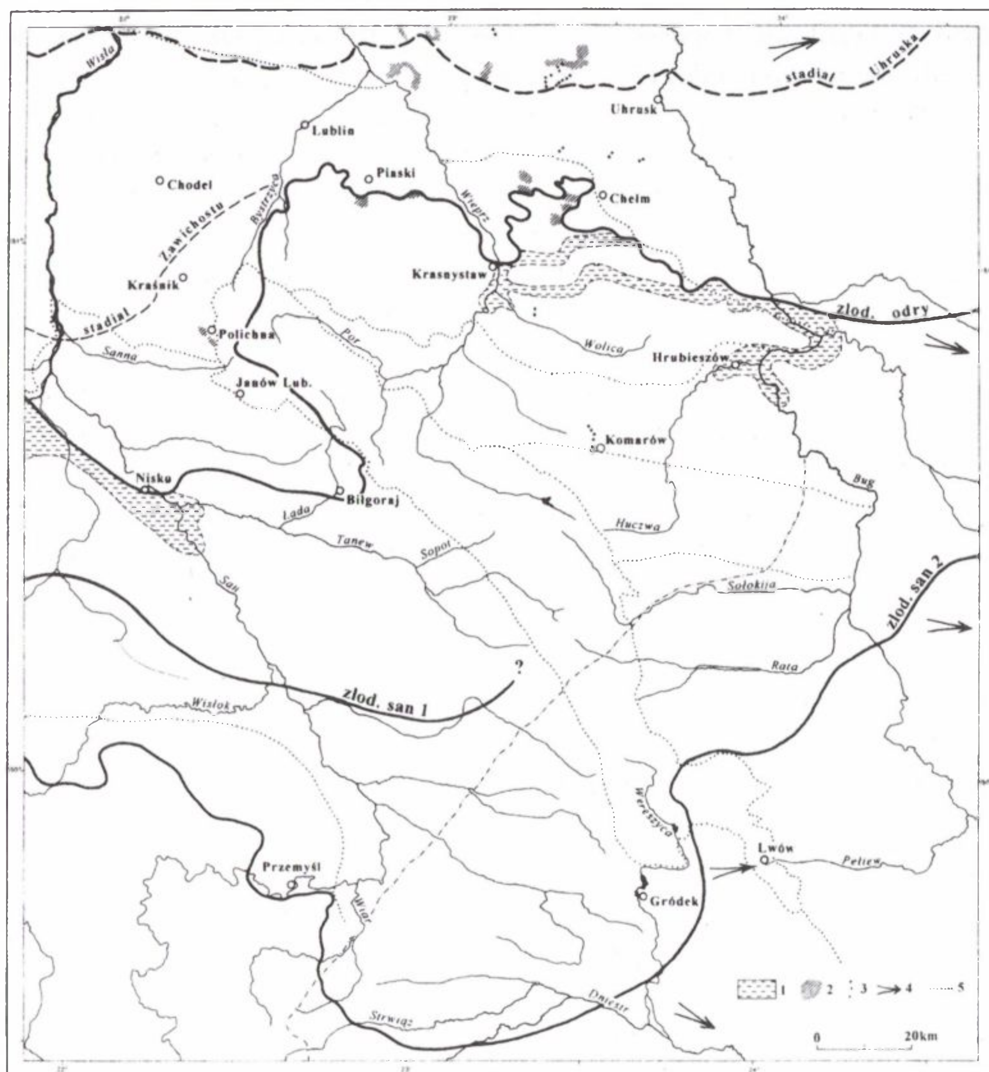
Przy krawędzi Roztocza w strefie zwiększonej ruchliwości tektonicznej struktur blokowych w podłożu utworzyły się obniżenia koło Biłgoraja–Korytkowa–Andrzejówki i Józefowa–Zamchu (Laskowska-Wysoczańska 1992). W obniżeniu koło Korytkowa osadziły się jeziorne mułki z detrytusem roślinnym i piaski pyłowe o miąższości 25-30 m związane z ociepleniem tegeleńskim (ryc. 17).

3. ROZWÓJ RZEŹBY W MEZOPLEJSTOCENIE
(glacjał narwi i sanu 1 oraz interglacjał augustowski i ferdynandowski)

Roztocze i Kotlina Sandomierska z czasów pierwszych zlodowaceń i pierwszych interglacjałów (zlodowacenie narwi, interglacjał augustowski, zlodowacenie sanu 1 i interglacjał ferdynandowski) posiadają nieliczne dane dla przedstawienia zarysu paleogeografii obszaru (ryc. 22).

W czasie zlodowacenia narwi (850-720 ka BP) lądolód znajdował się na przedpolu Wyżyny Lubelskiej (Dolecki i in. 1994). Roztocze znalazło się w strefie peryglacjalnej, podlegając wietrzeniu i denudacji. W dolinach nastąpiła akumulacja rzeczna piasków. Osady te przy krawędzi Roztocza i w dolinie Gorajca koło Panasówski (ryc. 12) datowano TL na 732 i 755 ka BP (Popielski 1994). Natomiast mułki zastoiskowe w dolinie Pra-Wieprza z Majdanu Kasztelańskiego datowano na 714 ka (Kurkowski 1994), a ze Zwierzyńca na 707 ka BP (Popielski 1994). Pod koniec piętra ruchy neotektoniczne spowodowały dalszy rozwój dolin.

W interglacjale augustowskim (720-680 ka BP) wystąpiły dwa optima klimatyczne, przedzielone okresem borealnym (Janczyk-Kopikowa 1996). Działalność procesów erozyjnych zaznaczyła się wcinaniem i pogłębianiem dolin



Ryc. 22. Zasięg lądolodów sanu i odry na Roztoczu (wg J. Buraczyńskiego 1997)
1 - osady zastoiskowe, **2** - kemy, **3** - ozy, **4** - kierunki odpływu wód, **5** - granice regionów.

rzecznych. Na Roztoczu w dolinach Gorajca i Wieprza (ryc. 18, 19) osadziły się piaski i mułki rzeczno-rozlewiskowe (Kurkowski 1993; Marszałek i in. 1995; Buraczyński 1997).

W Kotlinie Sandomierskiej w okresie przewagi procesów erozyjnych rozwinęła się dolina odwadniająca obszar ku zachodowi do doliny Sanu (ryc. 17). Wypełniła ją seria piasków i żwirów rzecznych o miąższości 20 m (ryc. 12), które w Edwardowie

datowano na 674 ka BP (Popielski 1994). W obniżeniach podłoża powstały duże jeziora między Andrzejowką i Korytkowem (ryc. 17) oraz między Józefowem i Zamchem. Osadziły się w nich mułki datowane na 647 ka BP (Kurkowski 1995a).

W czasie zlodowacenia sanu 1 (680-580 ka BP) lądolód wkroczył przez Wyżyny Polskie przełomową doliną Wisły do Kotliny Sandomierskiej. W kilku miejscach stwierdzono glinę zwałową, której wiek TL oznaczono na 632-610 ka BP (Pożaryski i in. 1994). W Kotlinie Sandomierskiej podobna glina leży w dnach głębokich dolin. W rowie koło Hedwiżyna występuje glina z głazikami północnymi i żwirami skał lokalnych na głębokości 27-57 m (ryc. 12), a w obniżeniu koło Aleksandrowa na głębokości 50,5-59,1 m. Głębokie położenie gliny nie pozwala korelować jej z glinami występującymi na powierzchni (Laskowska-Wysoczańska 1992, Popielski 1994, Kwapisz 1998). Część wschodnia Roztocza znalazła się w strefie peryglacjalnej.

W interglacjale ferdynandowskim (580-520 ka) wystąpiły dwa optima klimatyczne, w których panowały lasy liściaste. Przedzieliło je ochłodzenie borealne z tajgą (Janczyk-Kopikowa 1991b). W okresie tym, w zagłębieniach wzdłuż krawędzi Roztocza osadziły się mułki (ryc. 12). W Woli Dużej datowano je na 565 i 587 ka (Popielski 1994). Na Roztoczu w dolinie Pra-Wieprza mułki rzeczno-rozlewiskowe datowane na 557 ka BP leżą na wysokości około 230 m n.p.m. (Kurkowski 1994).

4. ROZWÓJ RZEŹBY W ZLODOWACENIU SANU 2

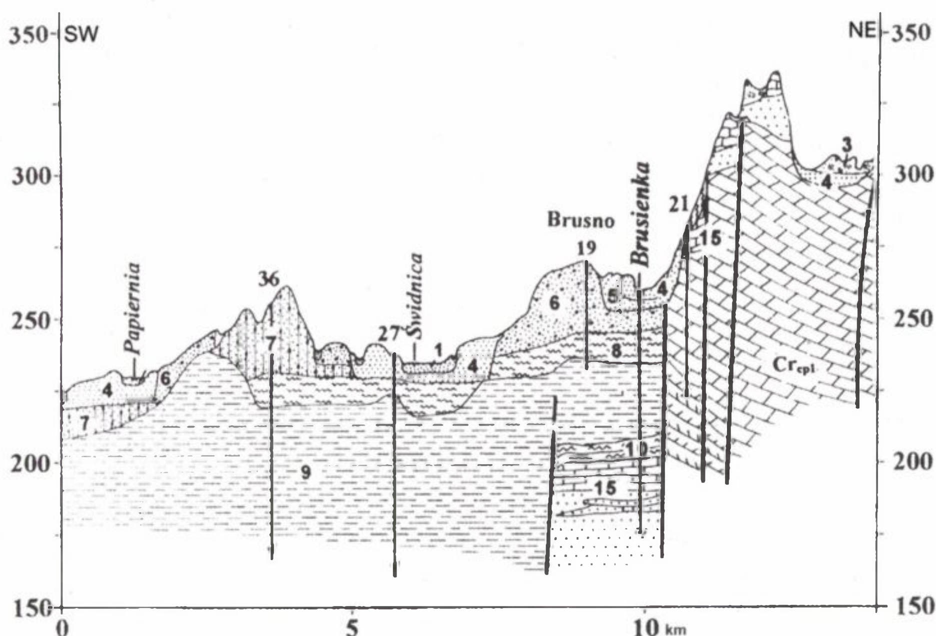
W czasie zlodowacenia sanu 2 (520-420 ka BP) lądolód o miąższości kilkuset metrów objął Roztocze i Kotlinę Sandomierską, sięgając po Karpaty (ryc. 22). Lądolód w czasie nasuwania miał dużą siłę egzaracyjną. Zaznaczyło się to stałym pobieraniem z podłoża materiału. W glinach morenowych wystąpił wzrost udziału materiału lokalnego z podłoża kredowego i neogeńskiego.

Śladem pobytu lądolodu na Roztoczu i w Kotlinie Sandomierskiej są osady polodowcowe zachowane w dolinach na różnej głębokości (ryc. 18, 19, 20). Na Roztoczu Gorajskim utwory glacjalne występują w strefie krawędziowej na powierzchni, między Janowem Lubelskim a Frampolem (Buraczyński 1997). Gliny morenowe datowano metodą TL na 496 ka BP, a piaski wodnolodowcowe na

474 ka BP (Buraczyński i in. 1991; Buraczyński, Superson 1996a). Leżące na powierzchni gliny zwałowe w okolicy Hedwiżyna i Tereszpola (ryc. 12, mapa 4) są peryglacjalnie zubożone we frakcję pylasto-ilastą (Popielski 1994). W dolinie Tanwi i Sołokiji stwierdzono piaski wodnolodowcowe z okresu transgresji (512-474 ka).

W Kotlinie Sandomierskiej duże płaty moreny dennej występują na powierzchni na Płaskowyżu Tarnogrodzkim i Lubaczowskim. Falista wysoczyzna morenowa przylega do południowej krawędzi Roztocza Rawskiego, między Hutą Różaniecką a Brusnem. Budują ją gliny zwałowe oraz lodowcowe piaski ze żwirami. Na morenie dennej koło Radruża występują pagórki piaszczysto-żwirowe o wysokości 5-7 m (ryc. 23, mapa 10) – pozostałość po formie szczelinowej (Popielski 2000).

W Kotlinie Sandomierskiej zanikający lądolód pozostawił rzeźbę polodowcową z różnymi formami polodowcowymi oraz pojezierze. Zbiorniki wodne powstawały w dolinach i na wysoczyznach. Pozostałością po osadach polodowcowych jest



Ryc. 23. Przekrój geologiczny przez Płaskowyż Lubaczowski i Roztocze Rawskie (wg W. Popielskiego 1996)

Czwartorzęd: **1** - piaski rzeczne, holoce; **2** - piaski denudacyjne. **3** - piaski eoliczne, **4** - piaski terasowe, zlodowacenie wisły; **5** - piaski rzeczno-peryglacjalne, zlodowacenie warty; **6** - piaski ze żwirami lodowcowe, **7** - glina zwałowa, zlodowacenie sanu 2; **8** - mułki jeziorne, interglacjał ferdynandowski. Neogen: **9** - mułowce, sarmat; Baden: **10** - iłołupki, grabow, **11** - wapienie rafowe, **12** - wapienie detrytyczne, **13** - wapienie litotamniowe, **14** - piaski i piaskowce, **15** - wapienie, piaski i piaskowce wielic + opol. Kreda: $\mathbf{Cr}_{cp3}$ - gezy, kampan górny; $\mathbf{Cr}_{cp1}$ - gezy, kampan dolny.

glina zwałowa, której miąższość obecnie wynosi przeciętnie 10 m, a maksymalnie 25 m. Wiek gliny zwałowej ze zlodowacenia Sanu 2 datowano metodą TL: koło Przemyśla na 528 ka (Buraczyński 1988, Łanczont 1997), w Leżajsku na 508 ka (Wojtanowicz 1985), w Hucie Różanieckiej na 485 ka, a piaski fluwioglacjalne z okresu deglacjacji na 442 ka BP (Kurkowski 1995a).

Deglacjacja miała charakter arealny, wody roztopowe ze stagnującego lodowca spływały ku zachodowi. Falista wysoczyzna morenowa, przylegająca do Roztocza Rawskiego, została rozcięta na szereg mniejszych płatów przez równoleżnikowe obniżenia, które następnie przekształciły się w doliny. Bryły lodu pozostałe w dolinach i na wysoczyznach utworzyły jeziora, tworząc krajobraz pojezierny (Laskowska-Wysoczańska 1992).

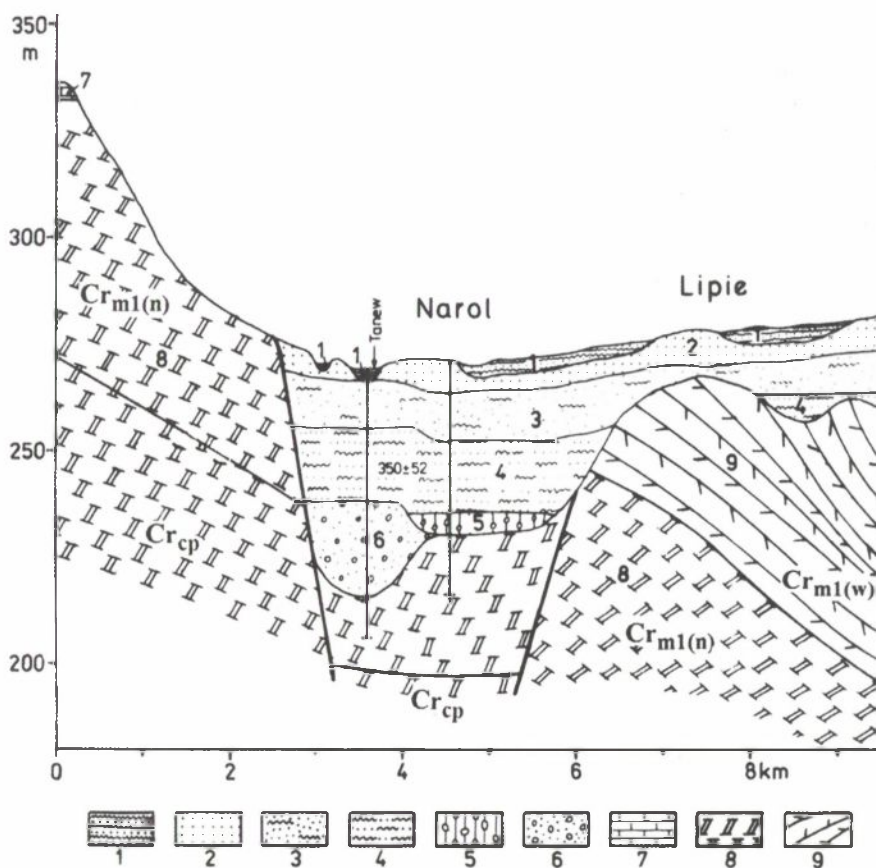
Usuwanie osadów zlodowacenia sanu 2 rozpoczęło się w interglacjale mazowieckim i było kontynuowane w warunkach klimatu peryglacjalnego w kolejnych zlodowaceniach. Duże deniwelacje i nachylenia stoków na Roztoczu sprzyjały wzmożonemu transportowi w dół, co spowodowało niemal całkowite wyniesienie osadów glacjalnych. Na wierzchowinach Roztocza zachowały się jedynie nikłe ślady po osadach tego zlodowacenia. Śladem po zdenudowanych utworach glacjalnych są bruki morenowe – reziduum gliny zwałowej i utworów fluwioglacjalnych. Występują one na wierzchowinach kredowych koło Maził, Paar i Pasieki (Buraczyński i in. 1992) oraz koło Majdanu Nepryskiego, Huty Lubyckiej i Pawliszcza (Krąpiec i in. 2011).

5. ROZWÓJ RZEŹBY W INTERGLACJALE MAZOWIECKIM

W interglacjale mazowieckim (420-360 ka BP) na Wyżynie Lubelskiej zmiany szaty roślinnej i klimatu rozpoznano w profilu z Krępca (Janczyk-Kopikowa 1991a). Rozwój roślinności zaznaczył się wystąpieniem sosny i brzozy, a następnie świerka i olszy. W optimum klimatycznym panowały lasy grabowo-jodłowe, a u schyłku interglacjału wystąpiły lasy borealne.

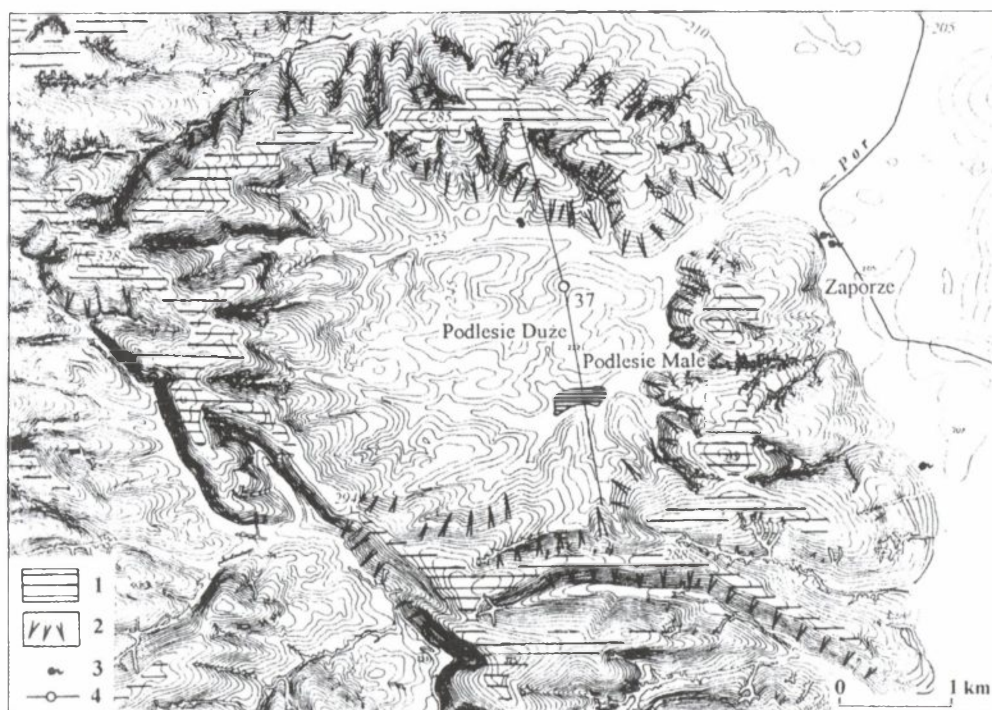
Po ustąpieniu lądolodu odprężenie górotworu spowodowało długotrwałą erozję (Liszkowski 1975). Intensywna erozja wgłębna spowodowała odgrzebanie pierwotnych dolin i rozwój nowych. Powstał nowy układ rzek powiązany z dorzeczem Sanu, Wieprza i Bugu.

W dolinie Wieprza rozwinęły się dwie serie osadów rzecznych, tj. dolna i górna. W Zwierzyńcu i Bondyrzu dolną serię tworzą rzeczne piaski ze żwirami, a górną – mułki rzeczno-rozlewiskowe (ryc. 19). W dolinie Pra-Gorajca stwierdzono piaski rzeczne z torfami (ryc. 18). Wiek tych utworów określono metodą TL od 396 do 377 ka BP. W obecnie martwej dolinie Narol-Bełżec osadziły się piaski rzeczne, co wskazuje, że w interglacjale płynęła tędy rzeka łącząca Tanew z Sołokiją. W dolinie Tanwi serię mułków rozlewiskowych (ryc. 24) datowano na 350 ka BP (Buraczyński i in. 2002).

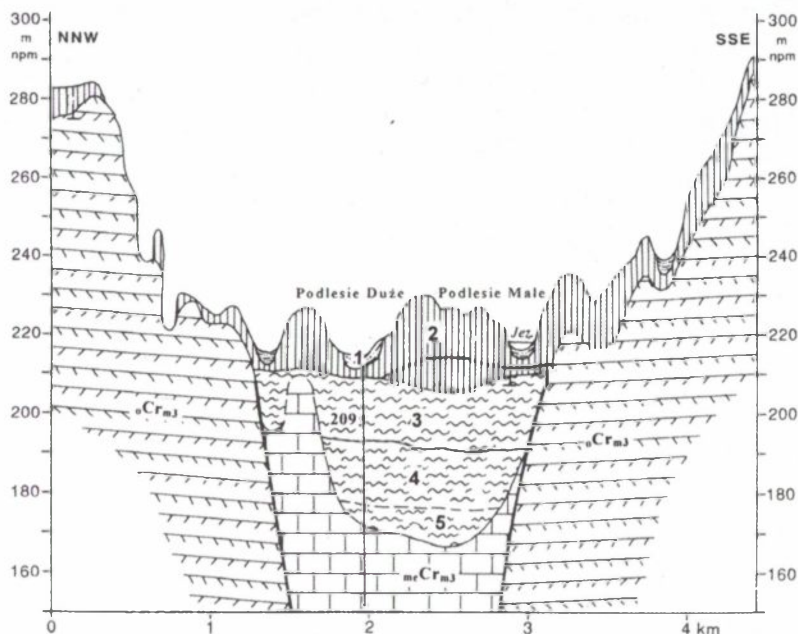


Ryc. 24. Przekrój geologiczny przez rów Tanwi (wg J. Buraczyńskiego i in. 1992)
Czwartorzęd: **1** - piaski i mułki rzeczne, holocen; **2** - piaski terasowe, zlodowacenie wisły; **3** - piaski i mułki rzeczne, zlodowacenie warty; **4** - piaski rzeczne, interglacjał mazowiecki; **5** - glina zwałowa, zlodowacenie sanu 2; **6** - piaski i żwiry, preglacjał. Neogen: **7** - wapienie litotamniowe, baden. Kreda: $\mathbf{Cr}_{mlw}$ - opoki margliste, mastrycht dolny wyższy, $\mathbf{Cr}_{mln}$ - gezy, mastrycht dolny niższy, $\mathbf{Cr}_{cp}$ - gezy, kampan.

W interglacjale mazowieckim rozwinęły się kotliny o założeniu tektonicznym. Jedna kotlina powstała w Majdanie Sopockim o średnicy około 1 km, którą wypełniają mułki wytopiskowe z wkładkami torfu 25 m. Osady te datowano w spągu na 376, a w stropie na 308 ka BP (Kurkowski 1998). Drugą kotlinę stwierdzono na Roztoczu Gorajskim w Podlesiu o średnicy 3 km, z kopalnym dnem na wysokości 170 m n.p.m. Ograniczają ją wąskie garby (280-310 m n.p.m.) o stromych zboczach i wysokości względnej 70-100 m (ryc. 25, mapa 2). Dno kotliny tworzą margle, a zbocza opoki mastrychtu dolnego. Kotlina powstała na przecięciu uskoków równoleżnikowych i południkowych, jako forma tektoniki blokowej, prawdopodobnie związanej z aktywnością neotektoniczną w czasie interglacjału mazowieckiego (Buraczyński 2002). Kotlinę wypełnia 40 m seria mułków jeziornych, których rozwój rozpoczął się w interglacjale mazowieckim (ryc. 26). Jej współczesne dno pokrywa gruba warstwa lessu.



Ryc. 25. Szkic geomorfologiczny kotliny Podlesia (wg J. Buraczyńskiego 1967)
1 - garby podłoża z pokrywą lessową, **2** - krawędzie kredowe, **3** - źródła, **4** - linia przekroju. Poziomice co 5 m



Ryc. 26. Przekrój przez kotlinę Podlesia (wg S. Marszałka i in. 2000)
Czwartorzęd: **1** - namuły, **2** - less, zlodowacenie wisły, **3** - mułki jeziorne, zlodowacenie warty, **4** - mułki jeziorne, zlodowacenie odry, **5** - mułki jeziorne, interglacjał mazowiecki. Kreda: $_{o}\mathbf{Cr}_{ml}$ - opoki, $_{me}\mathbf{Cr}_{ml}$ - margle, mastrycht dolny.

W interglacjale mazowieckim na węglanowym podłożu skalnym rozwinęła się rędzina. Zachowała się pod pokrywą lessów odry w profilu Błażka (Łanczont, Wojtanowicz 1998). Zdaniem J. Malinowskiego (1964), gleba rędzinna powszechnie występująca pod lessem starszym pochodzi z eoplejstocenu.

Na przedpolu Roztocza w Kotlinie Sandomierskiej dolinę interglacjalną wyznaczają rzeczne piaski ze żwirami stwierdzone w Edwardowie (Popielski 1994), koło Aleksandrowa i w Borowcu nad Tanwią (Kurkowski 1995) oraz Kocudzy (Laskowska-Wysoczańska 1992). Spąg osadów wskazuje na spadek doliny ku zachodowi (ryc. 17).

6. ROZWÓJ RZEŹBY W ZLODOWACENIU ODRY

Stadiał przedmaksymalny (360-305 ka BP)

Wahania klimatu między interglacjałem mazowieckim a zlodowaceniem odry obejmują okres chłodny i ciepły (Lindner 1984). Stadiał liwca zaznaczył się intensywnym wietrzeniem oraz wyprzątaniem osadów zlodowacenia sanu 2 z wierzchowin. Interstadiał zbójna rozpoczął się panowaniem sosny. W optimum dużą rolę odegrała lipa, następnie grab, a pod koniec piętra kulminowały kolejno: jodła, świerk i sosna (Janczyk-Kopikowa 1991a). W dolinach Gorajca (ryc. 18) i Wieprza (ryc. 19) osadziły się mułki jeziorne, które datowano na 351 ka BP (Popielski 1994).

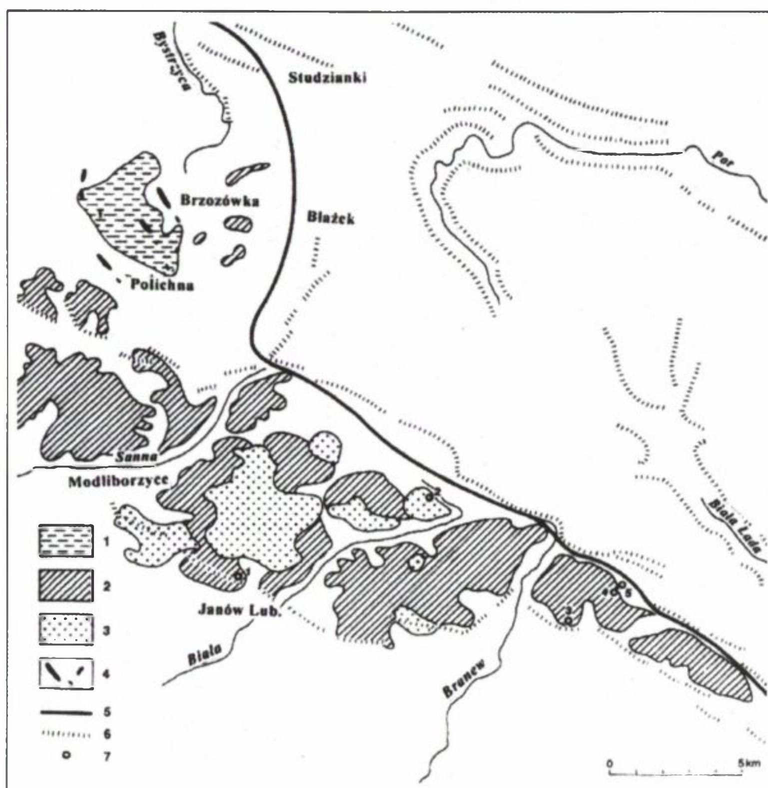
Zlodowacenie odry (305-240 ka BP)

W czasie maksymalnego zasięgu lądolód oparł się o Wyżynę Lubelską, a następnie wkroczył w obniżenie doliny Wisły. Maksymalny zasięg lądolodu wyznacza krawędź wierzchowiny Roztocza wznosząca się powyżej 280 m n.p.m. (ryc. 27). Zdaniem J. Buraczyńskiego (1986) spiętrzony lądolód między Wyżyną Małopolską i Roztoczem wysunął się lobem w obniżenie Kotliny Sandomierskiej, sięgając do Hedwiżyna, a według W. Laskowskiej-Wysoczańskiej (1984) po dolinę Lubaczówki. Roztocze Gorajskie znalazło się w bezpośrednim kontakcie z czołem lodowca od zachodu i południa na linii Studzianki–Wierzchowiska–Godziszów–Frampol (Buraczyński, Superson 1998).

W strefie krawędziowej Roztocza Gorajskiego utwory czwartorzędowe wykazują duże urozmaicenie. Podczas deglacjacji aeralnej na stopniu przykrawędziowym, między Godziszowem a Frampolem, rozwinęła się morena martwego lodu. Morfologicznie stopień przykrawędziowy tworzy wysoczyznę morenową o wysokości 260-270 m n.p.m. Doliny dzielą ją na szereg płatów, na wysoczyznę Godziszowa, Janowa i Kocudzy (mapa 1). Wzdłuż Roztocza, w Kotlinie Sandomierskiej osadziły się piaski wodnolodowcowe tworzące równinę piaszczystą.

Zmienność procesów i warunków sedymentacyjnych w strefie krawędziowej Roztocza udokumentowano w profilu Godziszów. W strefie tej stwierdzono obok siebie leżące utwory zlodowacenia sanu 2 i odry (ryc. 28). W Kotlinie Sandomierskiej glina zwałowa odry tworzy płaty o miąższości 5-10 m, przykryte

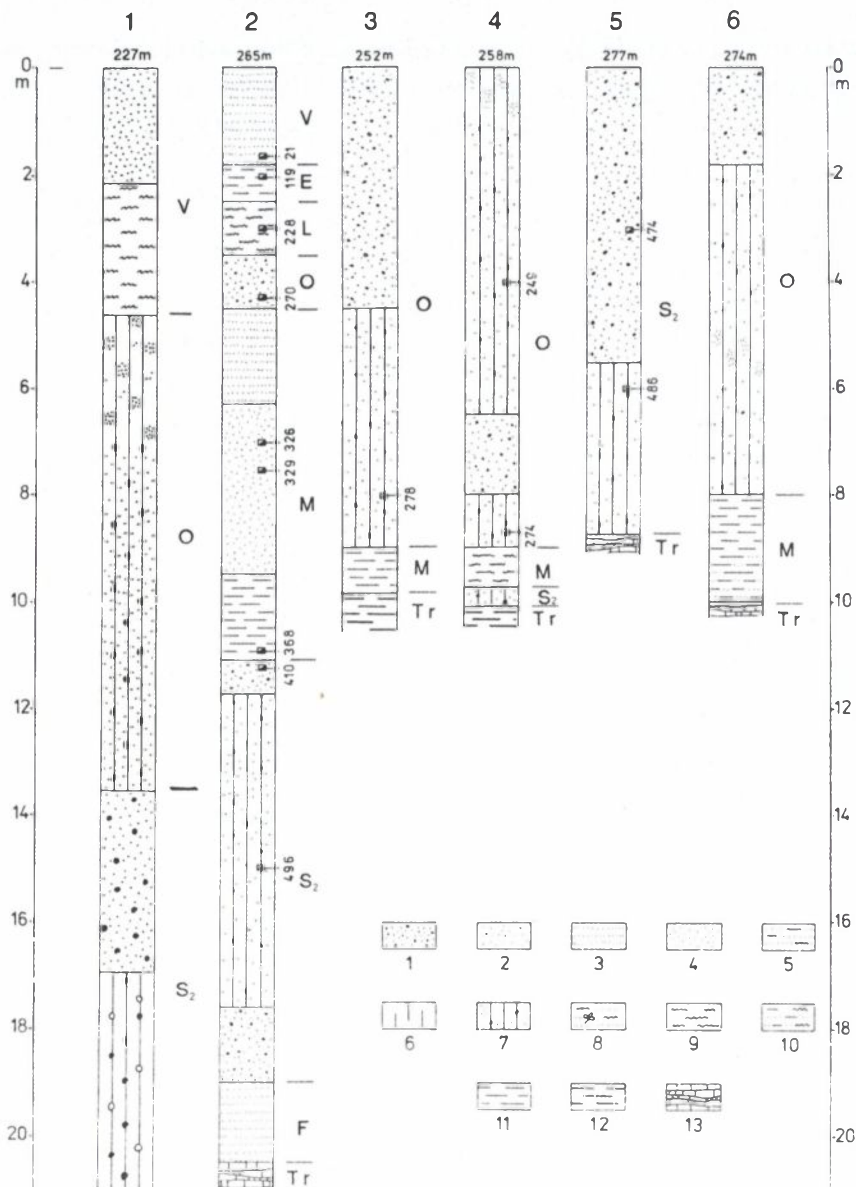
przez piaski wodnolodowcowe (Buraczyński, Butrym 1989). Glina zlodowacenia odry jest szara, bogata w żwiry skał lokalnych. Utwory glacjalne sanu 2 uzyskały datę TL 449-496 ka, a odry 249-294 ka BP (Buraczyński i in. 1991).



Ryc. 27. Zasięg lądolodu odry na Roztoczu Gorajskim (wg J. Buraczyńskiego i J. Supersona 1998)

1 - iły jeziorne, **2** - glina zwałowa, **3** - piaski wodnolodowcowe, **4** - kemy i ozy, **5** - maksymalny zasięg lądolodu odru, **6** - krawędzie morfologiczne, **7** - otwory wiertnicze.

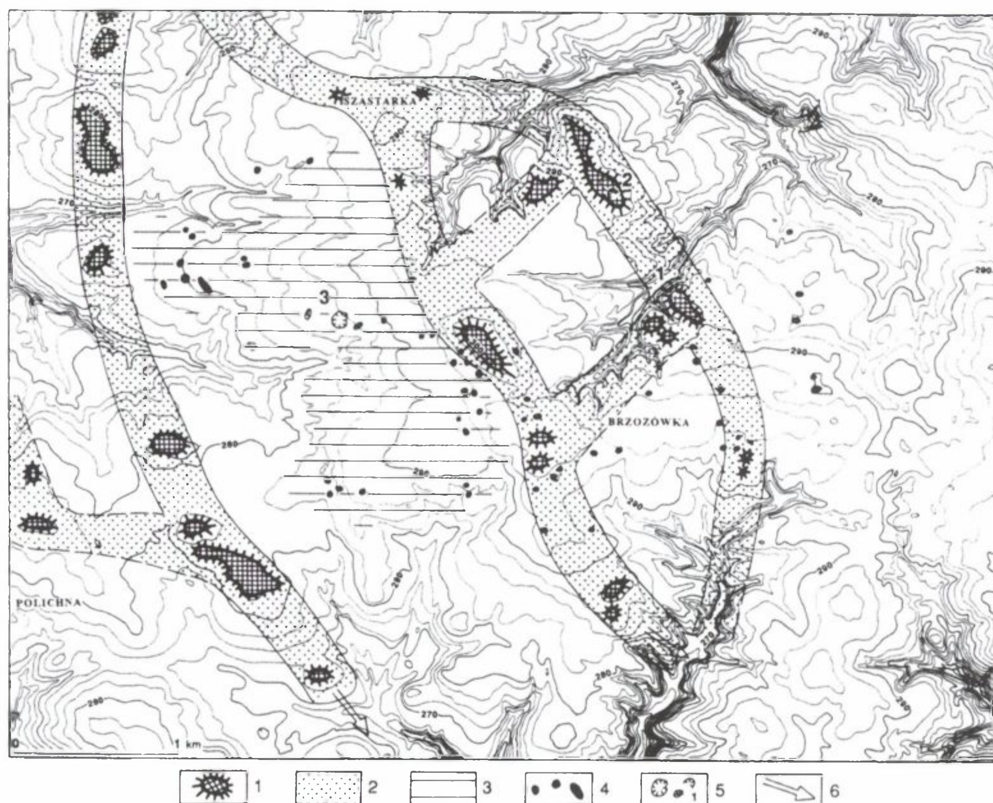
Strefę marginalną lądolodu odry koło Brzozówki wyznaczają pagórki kemowe zbudowane z mułków piaszczystych o wysokości do 10 m, oraz ozy subglacjalne. Analiza kemów i ozów wskazuje, że utworzyły się one w środowisku martwego lodu. W głębokich lodowych szczelinach płynęły rzeki, które zależnie od swojej dynamiki osadzały piaski lub żwiry (ryc. 29). Datowanie kemów na 260-245 ka BP rozstrzyga odrzański wiek rzeźby glacjalnej (Buraczyński, Superson 1998). Po wycofaniu się lądolodu w wyniku zatamowania odpływu wód przez pagórki



Ryc. 28. Profile czwartorzędowe strefy krawędziowej Roztocza Gorajskiego (wg J. Buraczyńskiego i J. Supersona 1998)

Profile: 1. Janów Lubelski, 2. Godziszów, 3. Dzwola, 4. i 5. Kocudza Górna. Litologia: **1** - piaski ze żwirami, **2** - piaski różnoziarniste, **3** - piaski średnioziarniste, **4** - piaski drobnoziarniste, **5** - piaski mułkowate, **6** - pyły, **7** - gliny zwałowe, **8** - piaski i mułki organiczne, **9** - mułki, **10** - iły piaszczyste, **11** - iły, **12** - iłowce, **13** - wapienie detrytyczne; Stratygrafia: **V** - zlodowacenie wisły, **E** - interglacjał eemski, **W** - zlodowacenie warty, **L** - interstadiał lubelski, **O** - zlodowacenie odry, **M** - interglacjał mazowiecki, **S_2** - zlodowacenie sanu 2, **F** - interglacjał ferdynandowski, **Tr** - trzeciorzęd. Wiek TL w tysiącach lat BP.

kemów i ozów, na zachodnim obrzeżeniu Roztocza powstało jezioro wytopiskowo-zastoiskowe. Osady jeziorne leżą na utworach fluwioglacjalnych odry. Mułki jeziorne osadzały się w okresie 255-240 ka BP (Buraczyński, Wojtanowicz 1982).



Ryc. 29. Szkic geomorfologiczny koło Polichny (wg J. Buraczyńskiego i J. Supersona 1998)

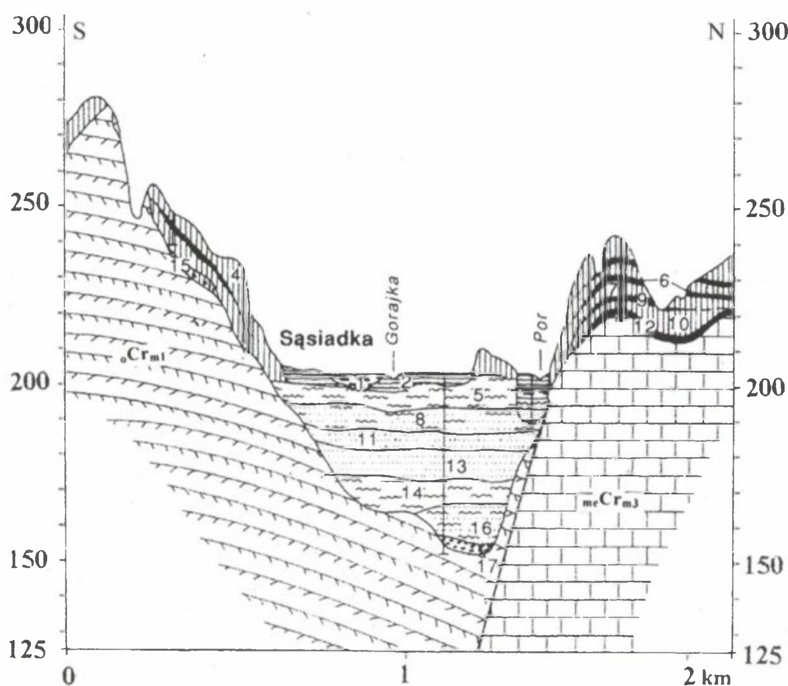
1 - pagórki akumulacji fluwioglacjalnej (kemy, ozy), **2** - drogi odpływu wód roztopowych, **3** - obszar występowania iłów jeziornych, **4** - jeziorka, **5** - glinianki, **6** - kierunek odpływu wód.

Wody z tającego lądolodu odpływające doliną Gorajca utworzyły terasę erozyjno-akumulacyjną, 10-20 m n.p. rzeki. Ciągnie się ona wzdłuż wewnętrznej krawędzi Roztocza od Helacina do Lipowca, pasem o szerokości 0,5-1 km (mapa 4). Akumulację rzeczno-peryglacjalną reprezentują piaski ze żwirami przechodzące w mułki datowane w Gorajcu na 283 ka, a w Sąsiadce na 256 ka BP (Marszałek i in. 2000). Przy południowej krawędzi Roztocza, między Płazowem i Horyńcem,

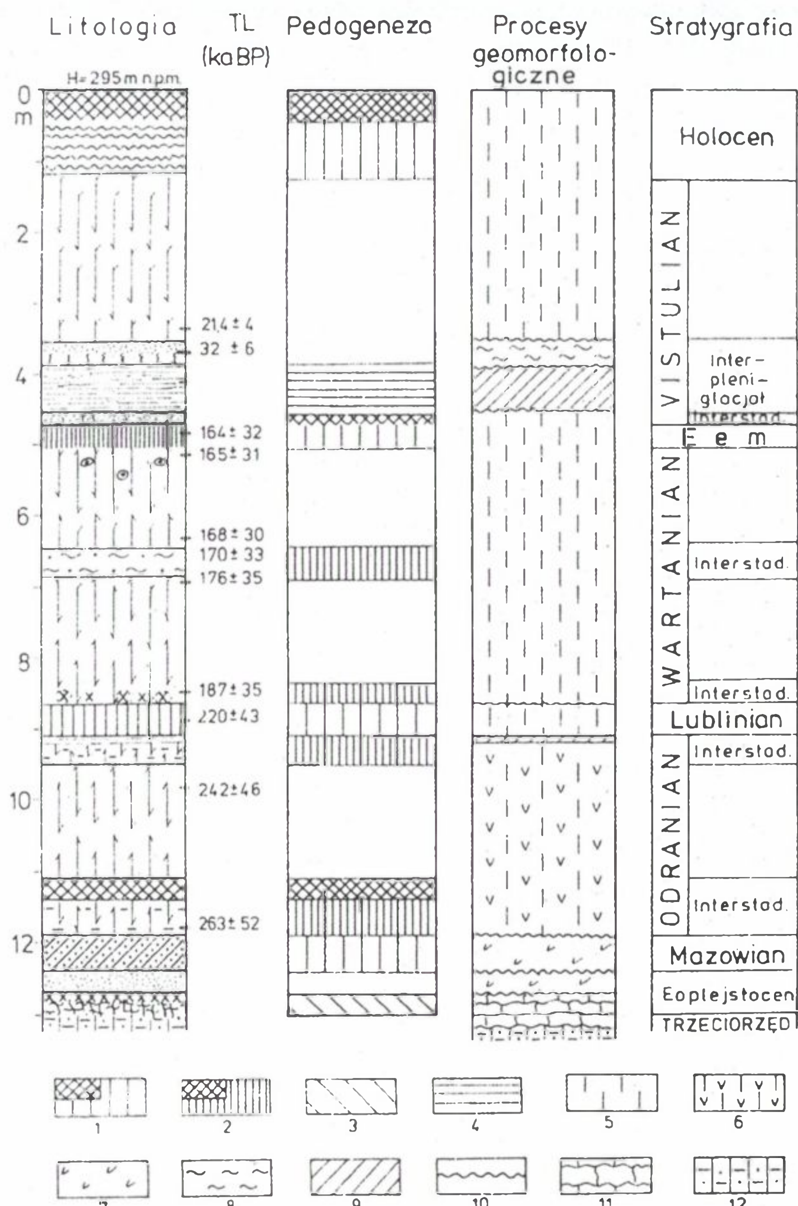
rozwinęła się akumulacyjna terasa nadzalewowa o wysokości 8-12 m (mapa 10) (Popielski 2000). W Kotlinie Sandomierskiej powszechnie występują piaski rzeczno-rozlewiskowe (Popielski 1994).

W czasie maksymalnego zasięgu lądolodu na obszarach wyżynnych dominowały procesy stokowe, a w dnach w związku z zabarykadowaniem odpływu rozwijała się akumulacja terasowa. W Kotlinie Podlesia (ryc. 26) nieprzerwanie odbywa się akumulacja mułków jeziornych (Buraczyński 2002).

W strefie peryglacjalnej rozwijały się lessy starsze. Obejmują one poziomy powstałe między interglacjałem mazowieckim a interglacjałem eemskim, w okresie od około 360 do 128 ka BP (Mojski 2005). Z jednostką odry H. Maruszczak (1986) wiąże trzy okresy powstania lessu starszego: najniższy, dolny i środkowy, które tworzyły się w okresie od 305 do 245 ka BP.



Ryc. 30 Przekrój geologiczny przez dolinę Poru (wg S. Marszałka i in. 2000, zmieniony) Czwartorzęd: **1** - torf, **2** - namuły, **3** - piaski rzeczne, holocen; **4** - less młodszy, **5** - mułki i piaski rzeczne, zlodowacenie wisły, **6** - gleba leśna, interglacjał eemski; **7** - less starszy, **8** - piaski i mułki rzeczne, zlodowacenie warty; **9** - gleba, interglacjał lubelski; **10** - less najstarszy, **11** - piaski rzeczne, zlodowacenie odry; **12** - gleba rędzinna, **13** - piaski rzeczne, **14** - mułki jeziorne, interglacjał mazowiecki; **15** - glina zwałowa, zlodowacenie sanu 2; **16** - piaski rzeczne, interglacjał augustowska; **17** - żwiry, preglacjał. Kreda: margle, mastrycht górny; opoki mastrycht dolny.



Ryc. 31. Profil lessowy w Błażku na Roztoczu Gorajskim (wg M. Łanczont i J. Wojtanowicza 1998).

1 - gleby interglacjalne, **2** - gleby interstadialne, **3**- rędzina, **4** - sedyment glebowy, **5** - akumulacja eoliczna, **6** - akumulacja eoliczno-stokowa, **7** - akumulacja stokowa, **8** - spłukiwanie, **9** - deluwia glebowe, **10** - powierzchnie denudacyjne, **11** - zwietrzelina wapieni z rędziną w stropie, **12** - wapienie detrytyczne, miocen.

Na Roztoczu Gorajskim i Szczebrzeszyńskim lessy odry występują na północnym stoku (mapa 1, 2, ryc. 30). Leżą one na podłożu kredowym bądź na glinach zlodowacenia sanu 2, o miąższości około 10 m. Opisane lessy zaliczono do lessów starszych środkowych (Malinowski, Mojski 1960; Marszałek i in. 1996).

Profil lessowy w Błażku, leżący na dziale wodnym Wieprz-San, obejmuje lessy ze zlodowacenie odry, warty i wisły oraz dwie gleby interglacjalne (ryc. 31). Początek akumulacji lessu odry przypada na maksymalne nasunięcie lądolodu, którego czoło było blisko Błażka. Na lessie odry o miąższości 2 m rozwinęła się gleba z interglacjału lubelskiego. W dolnej części tego lessu rozwinęła się gleba interstadialna, datowana na 263 ka BP. W spągu profilu jest gleba z interglacjału mazowieckiego, leżąca na rędzinie utworzonej na węglanowym podłożu skalnym (Łanczont, Wojtanowicz 1998). Obie te gleby powszechnie występują pod lessem. Zdaniem J. Malinowskiego (1964) rędzina pochodzi z eoplejstocenu.

Interstadiał lubelski (240-220 ka BP)

W optimum klimatycznym występowały lasy iglaste typowe dla klimatu umiarkowanie chłodnego, które później były zastępowane przez lasy borealne z roślinnością trawiastą i brzozą (Janczyk-Kopikowa 1991a). Jezioro w Polichnie zostało zdrenowane w wyniku obniżenia lokalnej bazy erozyjnej i na jego miejscu powstało torfowisko. Rozwinęły się mułki organiczne i torfy datowane metodą TL na 239 ka BP. Stwierdzona flora mchów wskazuje na środowisko chłodne, interstadialne (Buraczyński i in. 1982). Ocieplenie w dolinach Gorajca i Wieprza zaznaczyło się rozwojem mułków o miąższości 8-15 m, datowane na 212 ka BP (Marszałek i in. 2000).

Na lessach starszych w czasie 235 do 225 ka BP rozwinęła się zbielicowana gleba brunatna. Jej cechy typologiczne wskazują raczej na interglacjalne niż interstadialne warunki rozwoju (Maruszczak 1987). Glebę tę stwierdzono w wielu profilach lessowych na Roztoczu Gorajskim i Szczebrzeszyńskim (ryc. 30, 31), m.in. w Sąsiadce i Błażku (Malinowski 1965; Marszałek i in. 2000; Łanczont, Wojtanowicz 1998).

Dolina Białej Łady rozwinęła się na linii uskoku Abramów–Kąty o kierunku NNW-SSE (Jaroszewski, Piątkowska 1988, Buraczyński 1993). Po przecięciu krawędzi koło Kątów, przedłużenie jej stanowi dolina kopalna w Kotlinie Sandomierskiej. W interstadiale lubelskim rzeka, wypływając z Roztocza koło Kątów, płynęła na SW. Koło Korytkowa łączyła się z doliną Bukową, stanowiąc jej górne dorzecze

(ryc. 20). W okresie zlodowacenia warty, łączność ta została przerwana przez rozwijające się pokrywy piaszczyste (Buraczyński 1980/81).

Zlodowacenie warty (220-135 ka BP)

W czasie zlodowacenia warty Roztocze znalazło się w strefie peryglacjalnej i podlegało intensywnemu wietrzeniu. Z denudowanych stoków produkty znoszone były do dolin. Dna podnosiły się przy działaniu koryt roztokowych. Denudacja spowodowała niszczenie starszych pokryw lessowych. W kotlinie górnego Wieprza osadziły się mułki rzeczno-rozlewiskowe. Jezioro koło Polichny ponownie odżyło i osadzały się w nim mułki ilasto-pylaste do około 200 ka BP (Buraczyński i in. 1982). Podobnie w kotlinie Podlesia osadzały się mułki jeziorne (ryc. 26), które pobrane z głębokości 10 m uzyskały datę TL 209 ka BP (Marszałek i in. 2000).

W dolinach rzecznych oraz w strefie krawędziowej Roztocza przeważała akumulacja piasków. W dolinie Tanwi piaski rzeczne, osiągające miąższość 11 m, datowano na 157 i 142 ka BP (Buraczyński i in. 2002).

Less starszy górny rozwijał się na wyżynach w czasie od 225 do 135 ka BP. W jego profilach zachował się dobry zapis zdarzeń (Maruszczak (1986). Wystąpiły trzy wyraźne okresy nawiewania lessu i dwa okresy słabej akumulacji. Najwcześniejszy less powstał między 225-200 ka BP, w postaci cienkiej warstwy lessu ilastego. Na nim rozwinęła się słabo wykształcona gleba glejowa (200-195 ka). Następnie osadził się niezwietrzały less typowy (195-175 ka). Na powierzchni rozwinęła się warstwa oglejona, na którą nałożył się typowy less węglanowy w czasie od 180-135 ka BP.

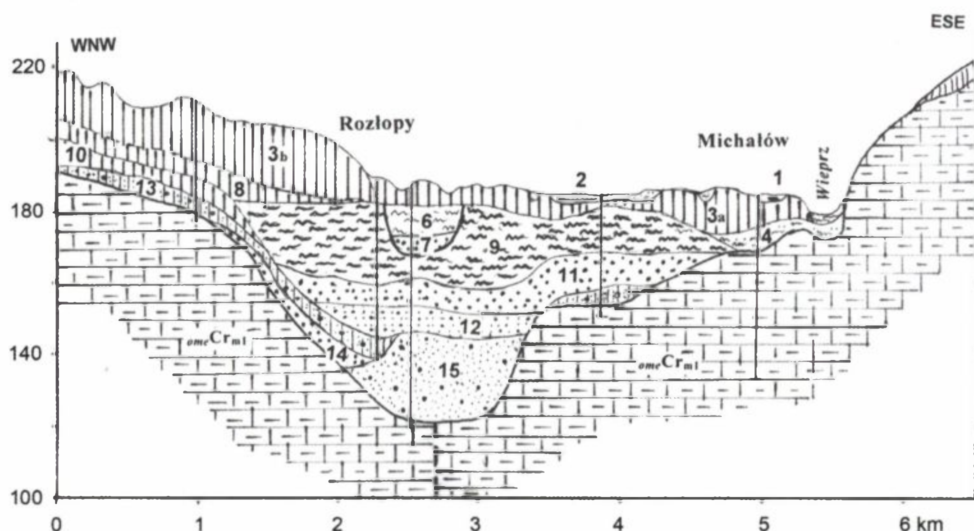
Na północnych stokach Roztocza Gorajskiego i Szczebrzeszyńskiego rozwinęły się lessy warciańskie o miąższości 4-10 m (Malinowski 1964, Marszałek i in. 1995). W profilu Błażka (ryc. 31) lessy te reprezentują dwa poziomy. Poziom dolny wiążący się z maksymalnym zasięgiem lodowca, datowano na 187-176 ka, a poziom środkowy na 168-164 ka. Poziom dolny od środkowego dzieli gleba interstadialna datowana na 170 ka BP. Natomiast brak poziomu górnego. Lessy odry i warty w profilu Błażka zachowały się dzięki położeniu na dziale wodnym (Łanczont, Wojtanowicz 1998).

Interglacjał eemski (130-115 ka BP)

Klimat interglacjału stawał się coraz cieplejszy, przechodzący do umiarkowanego. Na początku optimum panowały lasy liściaste. Po nim pogorszyły się warunki klimatyczne, obniżyła się średnia temperatura roczna i lipca oraz wzrosła wilgotność. Ochłodzenie spowodowało rozwój lasów świerkowo-jodłowych, a następnie lasów sosnowo-brzozowych (Mamakowa 1989).

Na początku okresu ciepłego rozwinęła się gleba, w której przez cały interglacjał zachodziło głębokie ługowanie węglanów do 3 m. Na lessach utworzyła się gleba leśna brunatna, wyługowana lub gleba płowa (Maruszczak 1987). Glebę interglacjalną stwierdzono w wielu profilach lessowych na północnym stoku Roztocza (Malinowski, Mojski 1960; Marszałek i in. 1995b).

W interglacjale zaznaczyła się silna denudacja i erozja wgłębna. Osady zlodowacenia odry i warty zostały miejscami całkowicie usunięte z dolin, które były głębsze o około 10 m. Następnie na zboczach o rozrzedzonej szacie roślinnej nasiliły się procesy denudacyjne. Ustało pogłębianie koryt spowodowane akumulacją



Ryc. 32. Przekrój geologiczny przez dolinę Wieprza koło Rozłopów (wg S. Marszałka i in. 2000, zmieniony)

Czwartorzęd: **1** - torfy, **2** - mułki rzeczne mada, holocen; **3a** - lessy fluwialne, **3b** - lessy, **4** - mułki rzeczno-peryglacjalne, zlodowacenie wisły; **6** - mułki rzeczne, **7** - piaski ze żwirami rzeczne, interglacjał eemski; **8** - lessy, **9** - mułki jeziorno-rozlewiskowe, zlodowacenie warty; **10** - piaski ze żwirami wodnolodowcowe, **11** - lessy, zlodowacenie odry; 12 - mułki piaszczyste rzeczne, interglacjał mazowiecki; **13** - glina zwałowa, **14** - piaski fluwioglacjalne, zlodowacenie sanu 2; **15** - piaski ze żwirami rzeczne, interglacjał augustowski. Kreda: $_{ome}\mathbf{Cr}_{ml}$ – opoki margliste, mastrycht górny.

osadów mineralnych oraz stopniowe podwyższanie się den dolinnych (Jahn 1956). W dolinie Gorajca mułki rzeczne datowano na 107 ka BP (ryc. 18). W dolinie Wieprza o szerokości 4 km w Rozłopach, w osady warty wcięła się dolina eemska na 15 m (ryc. 32). Kopalną dolinę wypełniają piaski rzeczne ze żwirami przechodzące w mułki datowane metodą TL na 98 ka BP. Pod prawym (E) zboczem powstała erozyjna dolina, którą wypełniły osady wczesnej wisły (Marszałek i in. 2000).

W Kotlinie Sandomierskiej przy krawędzi Roztocza, w obniżeniu między Janowem Lubelskim a Kocudzą, osadziły się w interglacjale piaski rzeczne przechodzące w mułki facji powodziowej (ryc. 21). W Korytkowie Małym dolina interglacjalna wcięła się w podłoże na 15 m (Laskowska-Wysoczańska 1992).

7. ROZWÓJ RZEŹBY W ZLODOWACENIU WISŁY

W ostatnim cyklu glacjalnym Roztocze znalazło się w strefie peryglacjalnej. Cykliczność zmian klimatu, ochłodzenie–ocieplenie, powodowała krótkotrwałe przemiany środowiska. Procesy denudacji i akumulacji w zmiennych warunkach klimatycznych rozwijały się z różnym natężeniem. Morfogeneza peryglacjalna sprzyjała produkcji materiału klastycznego, który był usuwany ze stoków do dolin transportem grawitacyjnym, wodnym i eolicznym.

Podział stratygraficzny ostatniego zlodowacenia przyjąłem za J.E. Mojskim (2005). Zlodowacenie wisły obejmuje interstadiał radunek, stadiał świecia, interstadiał grudziądzki, stadiał główny i późny glacjał.

Interstadiał radunek (115-75 ka BP)

Początek ostatniego piętra zimnego charakteryzował się zmiennymi warunkami klimatycznymi. Dłuższe okresy ochłodzeń charakteryzowały się występowaniem tundry krzewiastej (vistulian 1, 115-105 ka oraz vistulian 2, 94-82 ka), ze średnią temperaturą lipca ~10° i stycznia ~0° C. Okresy te przerwały ocieplenia brörup, 105-94 ka i odderade, 82-75 ka, w których panował klimat borealny ze średnią temperaturą lipca 15°C i roczną około 0°C (Kozarski 1991). Nastąpił rozwój ro-

ślinności od muraw przez lasy brzozowo-sosnowe, do lasów sosnowo-świerkowych (Mamakowa 1986).

W okresie chłodnym nastąpiła stabilizacja koryt rzecznych oraz wzrost natężenia procesów stokowych. W vistulianie 2 na Roztoczu Gorajskim i Szczebrzeszyńskim rozwijała się akumulacja lessu. W wilgotniejszych okresach less ulegał denudacji. Rzeki podlegały częstym sezonowym wylewom, powodując rozwój terasy średniej na przedpolu Roztocza, w dolinie Poru i Wieprza (Harasimiuk, Szwajgier 1985; Jersak 1991).

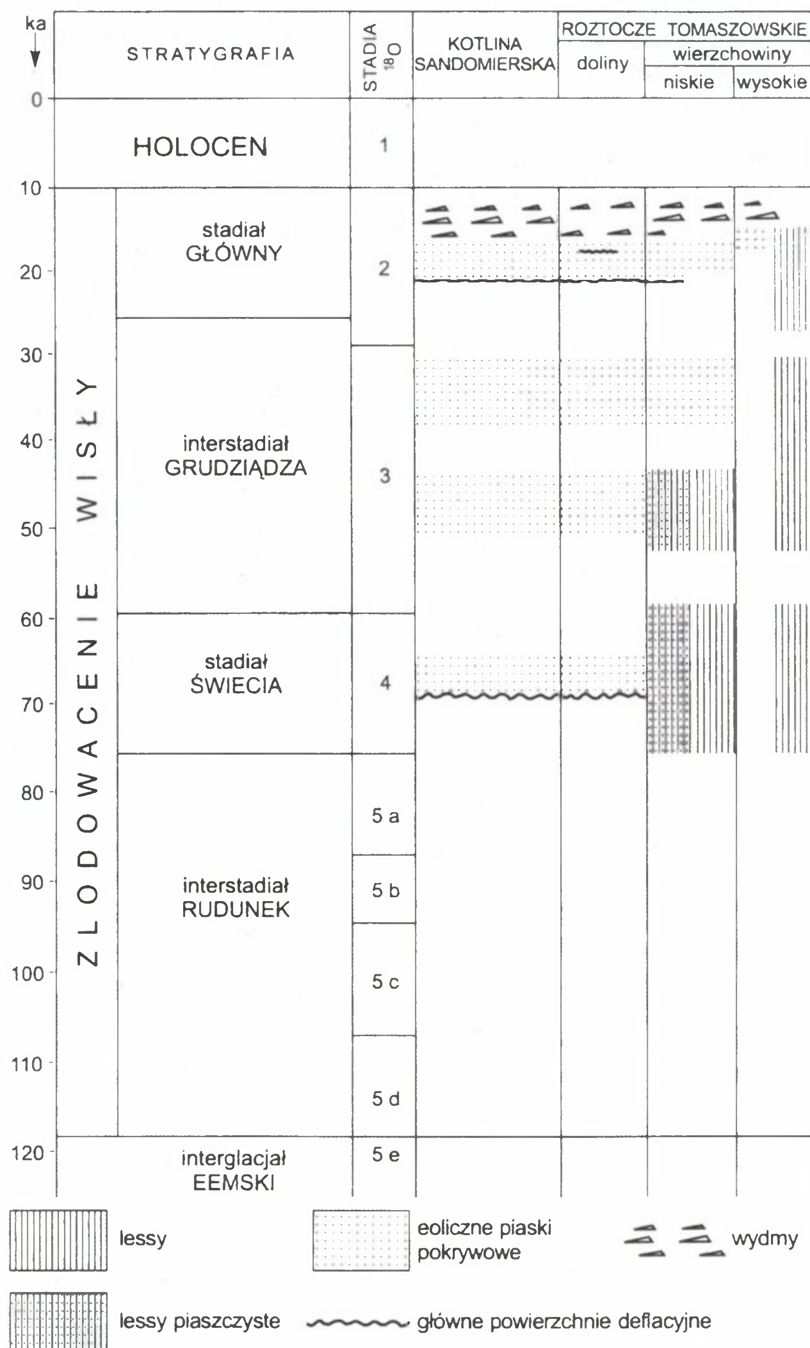
Przy południowej krawędzi Roztocza rozpoczęła się akumulacja rzeczno-stokowa. Piaski mułkowate osadzone w dolinie Tanwi w Hucie Różanieckiej na głębokości 18 m datowano metodą TL na 73 ka (Buraczyński, Butrym 1989), a w Borowcu na 87 ka BP (Kurkowski 1998). Proces ten rozwijał się z różnym natężeniem, w klimacie chłodnym subarktycznym, aż po stadiał główny.

W okresach ociepleń na lessach utworzyła się gleba humusowa (Buraczyński, Wojtanowicz 1973; Jersak 1973), bądź inicjalna gleba brunatna (Maruszczak 1987). Procesy glebowe w środowisku lasów borealnych spowodowały odwapnienie i oglejenie lessów (Buraczyński, Superson 1994).

Stadiał świecia (75-58 ka BP)

W czasie stadiału świecia lądolód objął deltę Wisły (Mojski 2005). W Środkowej Polsce panował klimat subpolarny zimny i suchy, ze średnią roczną temperaturą od –2 do –4°C (Maruszczak 1980). Szatę roślinną reprezentowała tundra przechodząca w stepo-tundrę (Mamakowa 1986). Warunki te sprzyjały intensywnemu wietrzeniu i nawiewaniu pyłów na wyżyny (Jersak 1973, Maruszczak 1986).

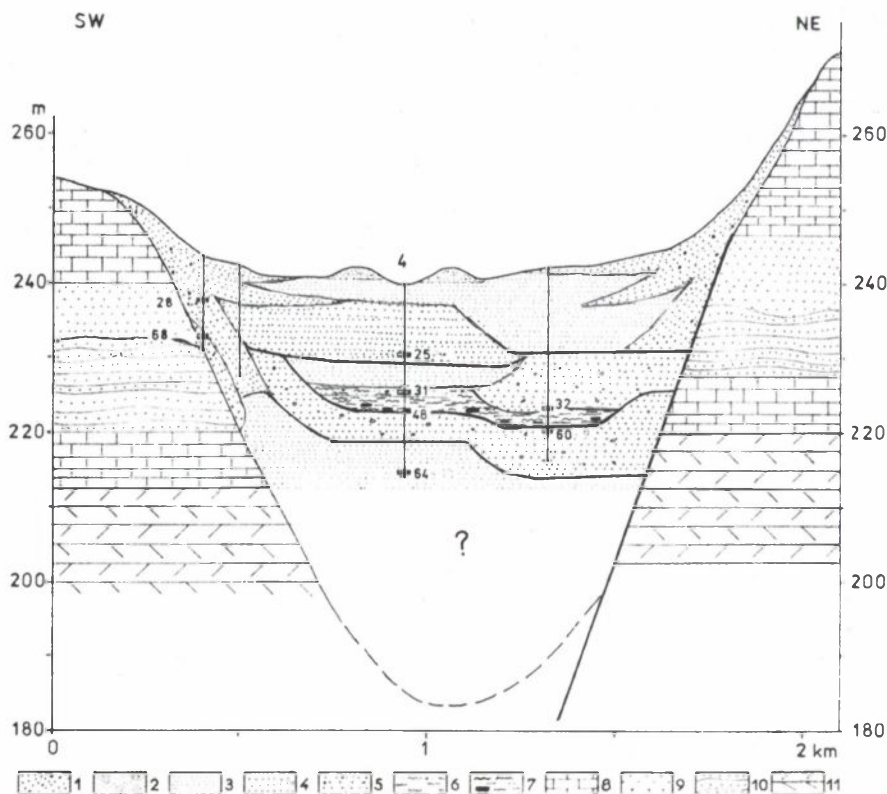
W strefie peryglacjalnej głównym procesem była akumulacja lessu na Roztoczu Gorajskim i Szczebrzeszyńskim. Obszarem deflacji były tereny położone na północ, skąd pył był wywiewany przez wiatry wiejące z różnych kierunków (Mojski 2005). W okresie od 75 do około 50 ka BP osadzał się less młodszy dolny. W czasie jego rozwoju miały miejsce krótkotrwałe okresy nasilenia procesów pedogenetycznych, w postaci oglejenia (Maruszczak 1987). Równocześnie z akumulacją lessów na stokach i wierzchowinach (75-44 ka), dna dolin i kotlin roztoczańskich były wypełniane osadami stokowymi i akumulacją rzek okresowych (ryc. 33). Koło Tomaszowa Lubelskiego występuje strefa przejściowa między akumulacją lessową i piaszczystą. Garb Majdanu Górnego (320-350 m n.p.m.) pokrywają typowe lessy węglanowe. Na niskich garbach koło Szarowoli leżą lessy piaszczyste (datowane na



Ryc. 33. Zróżnicowanie akumulacji eolicznej strefy peryglacjalnej południowo-wschodniej Polski zlodowacenia wisły (wg J. Buraczyńskiego 1994).
1 - lessy, **2** - lessy piaszczyste, **3** - eoliczne piaski pokrywowe, **4** - powierzchnie deflacyjne, **5** - wydmy.

47-62 ka BP), sąsiadujące z eolicznymi piaskami pokrywowymi (mapa 8). Wskazuje to na dużą dynamikę procesów eolicznych na Roztoczu Tomaszowskim na styku strefy akumulacji pyłów i piasków (Buraczyński 1994).

Okresowe rzeki osadzały piaski w dnach dolin, z równoczesną dostawą utworów stokowych. W dolinie Białej Łady akumulacja piasków rzecznych i stokowych rozwijała się w okresie od 68 do 48 ka BP (ryc. 34). Akumulowane w ten sposób utwory utworzyły główną terasę w dolinach Roztocza (Buraczyński 1993b).



Ryc. 34. Przekrój przez kopalną dolinę Białej Łady koło Kątów (wg J. Buraczyńskiego i J. Butryma 1989).

Czwartorzęd: **1** - piaski zboczowe, **2** - piaski eoliczne, **3** - piasek drobny, **4** - piasek średni, **5** - piasek średni ze żwirem kredowym, **6** - mułek, **7** - mułek organiczny z torfem. Miocen: **8** - wapienie detrytyczne, **9** - piaski kwarcowe, **10** - piaskowce. Kreda: **11** - gezy, kampan. Wskaźnik wieku TL w tysiącach lat.

Interstadiał grudziądzki (58-25 ka BP)

Ustąpienie lądolodu z Polski w okresie 58-25 ka BP spowodowało poprawę warunków klimatycznych. Następowały szybko zmieniające się warunki klimatyczne, od klimatu borealnego do subarktycznego. W okresach zimnych panowała tundra krzewinkowa. Krótkie okresowe ocieplenia (oerel, moershoofd ~43 ka, hengelo ~35 ka i denekamp ~29 ka BP) charakteryzowały się wzrostem średniej temperatury lipca do 10°C, a średnia temperatura roku wahała się od 0° do −2°C (Jersak i in. 1992).

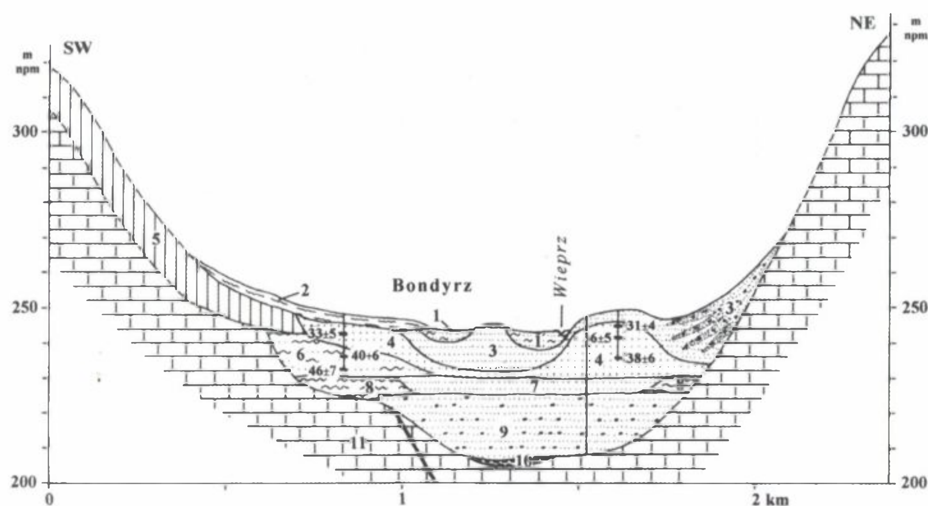
Chłodny klimat sprzyjał rozwojowi młodszego lessu środkowego na wierzchowinach i stokach Roztocza Gorajskiego i Szczebrzeszyńskiego. W okresie hengelo-denekamp (32-28 ka BP) na lessach rozwinął się poziom wietrzeniowy w postaci inicjalnej subarktycznej gleby brunatnej, oglejonej (Maruszczak 1987).

Równocześnie z akumulacją lessu na Roztoczu, na początku lata północne stoki ulegały denudacji. Wody opadowe i roztopowe spływały swobodnie po stokach. Spływu wody po zamarzniętym podłożu nie hamowała uboga roślinność tundrowa. Z niszczonych stoków na dno doliny dostarczana była duża ilość materiału facji powodziowej. Na przedpolu Roztocza Gorajskiego i Szczebrzeszyńskiego w górnym pleniglacjale nastąpiła intensywna akumulacja lessów pochodzenia wodnego budujących średnią terasę nadzalewową, w dolinie Wieprza i Poru (Harasimiuk, Szwajgier 1985; Jersak i in. 1992; Starkel i in. 2006).

Średnia terasa nadzalewowa Wieprza zaczyna się w Szczebrzeszynie na wysokości 212 m n.p.m. W dolinie Poru koło Radecznicy leży ona na wysokości 215 m n.p.m., a przy ujściu do Wieprza na 208-210 m n.p.m. W dolinie Poru ma szerokość 2 km, a u ujścia do Wieprza rozszerza się do 5 km (mapa 2). Średnia terasa nadzalewowa wyróżnia się urozmaiconą powierzchnią, z licznymi nabrzmieniami i formami wklęsłymi. Największa jej wysokość występuje w części podstokowej oraz przy ujściach bocznych dopływów i suchych dolin. Na jej powierzchni znajdują się zagłębienia owalne i wydłużone o głębokości do 3 m, szerokości kilkudziesięciu metrów oraz długości ponad 1 km. Formy wklęsłe powstały w końcowym etapie rozwoju średniej terasy. Są one pozostałością po dawnych korytach rzecznych (Jersak 1991).

W południowej części Roztocza Szczebrzeszyńskiego i na Roztoczu Tomaszowskim małe doliny rzeczne były zasypywane piaskiem pochodzącym z denudacji zboczy. Okresy ocieplenia zaznaczyły się akumulacją mułków z wkładkami utworów organicznych w dolinie Wieprza (ryc. 35), (Buraczyński 1996; Buraczyński, Superson 1996b). W dolinie Łady koło Kątów stwierdzono utwory

organiczne (ryc. 34), a koło Korytkowa torfy utworzone w starorzeczach kopalnej doliny płynącej od Kątów do doliny Bukowej (ryc. 36). Utwory te pochodzą z okresu ocieplenia moershoofd-denekamp, jak można sądzić na podstawie datowania TL od 48 do 31 ka BP (Buraczyński, Butrym 1989).

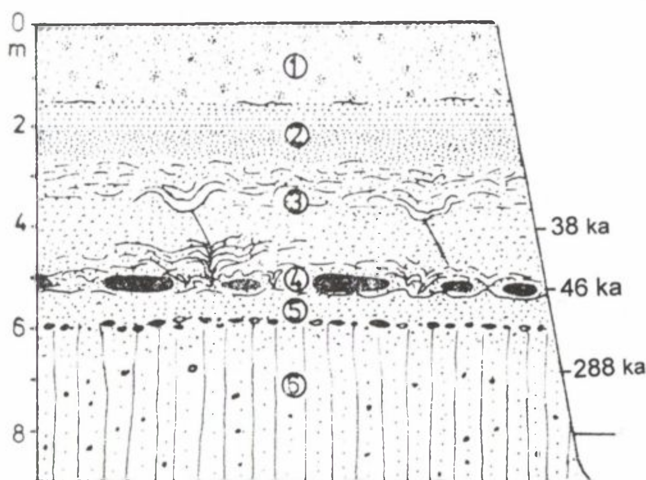


Ryc. 35. Przekrój geologiczny przez dolinę Wieprza (wg J. Buraczyńskiego 1997). Czwartorzęd: **1** - piasek i mułek, **2** - namuły stożka, holocen; **3** - piaski terasowe, stadiał główny; **4** - piaski rzeczne, interstadiał grudziądza; **5** - lessy, zlodowacenie wisły; **6** - mułki piaszczyste, interstadiał grudziądza; **7** - piaski rzeczne, stadiał świecia; **8** - mułki, zlodowacenie warty; **9** - piaski drobne ze żwirem kredowym, interglacjał mazowiecki; **10** - żwiry, zlodowacenie sanu 2. Kreda: **11** - opoki, mastrycht. Wskaźnik wieku TL w ka.

Stadiał główny (25-14,3 ka BP)

Ostatnie nasunięcie lądolodu na obszarze Polski nastąpiło w okresie 22-20 ka BP (Mojski 2005). W stadiale głównym na Niżu Polski zaznaczyły się trzy fazy postojowe czoła lądolodu: leszczyńska, poznańska i pomorska. Ewolucja rzeźby Roztocza związana była ze strefą peryglacjalną, którą cechował najgłębszy kryzys klimatyczny. W czasie maksymalnego zimna średnia temperatura lipca osiągała 2-3°C, a roczna do −6°C, co wskazuje na znaczny kontynentalizm klimatu (Goździk 1994). W Polsce silniej zaznaczył się kontynentalizm, co wyraziło się spadkiem temperatury w zimie do około −20° w styczniu (Mojski 2005). Wtedy panował klimat subpolarny oraz tundra (Środoń 1972).

Uboga szata roślinna tundry i lasotundry sprzyjała denudacji zboczy dolin i stoków. Stoki zbudowane ze skał górnokredowych ulegały intensywnym procesom spłukiwania peryglacjalnego. Początkowo była niszczona pokrywa plejstoceńska, później podłoże kredowe. Skały kredowe łatwo rozpadały się w warunkach częstego zamarzania i rozmarzania, co dawało drobne okruchy. U stóp stoków tworzyły się pokrywy utworów plejstoceńskich, przykryte zwietrzeliną kredową. Sprawne działanie systemu denudacyjnego przyniosło znaczne przeobrażenie rzeźby terenu. Denudacja peryglacjalna czyniła największe postępy w obszarach lessowych, podatnych na spłukiwanie i soliflukcję. Powstały charakterystyczne dla peryglacjalnego środowiska zespoły form: niecki, doliny denudacyjne oraz powierzchnie denudacyjno-akumulacyjne (Jahn 1956, Klatkowa 1965, Superson 1996).



Ryc. 36. Przekrój geologiczny zbocza Białej Łady koło Korytkowa (wg J. Buraczyńskiego i J. Butryma 1989)

Zlodowacenie wisły: **1** - piasek eoliczny, **2** - piasek warstwowany z bruczkiem w stropie, późny glacjał; **3** - mułek piaszczysty soliflukcyjnie zaburzony, ze szczelinami wypełnionymi iłami, stadiał główny; **4** - piasek ilasty zaburzony soliflukcyjnie z pakietami torfu, interstadiał grudziądzki; **5** - piasek rzeczny, stadiał Świecia. Zlodowacenie odry: **6** - glina zwałowa, z brukiem morenowym.

W strefie peryglacjalnej modelowanie stoków następowało przez intensywne spłukiwanie. W czasie pesimum klimatycznego Roztocze leżało w strefie wieloletniej zmarzliny. Po fazie pomorskiej około 14 ka BP zmarzlina występowała wyspowo, o bardzo grubej warstwie czynnej (Mojski 2005).

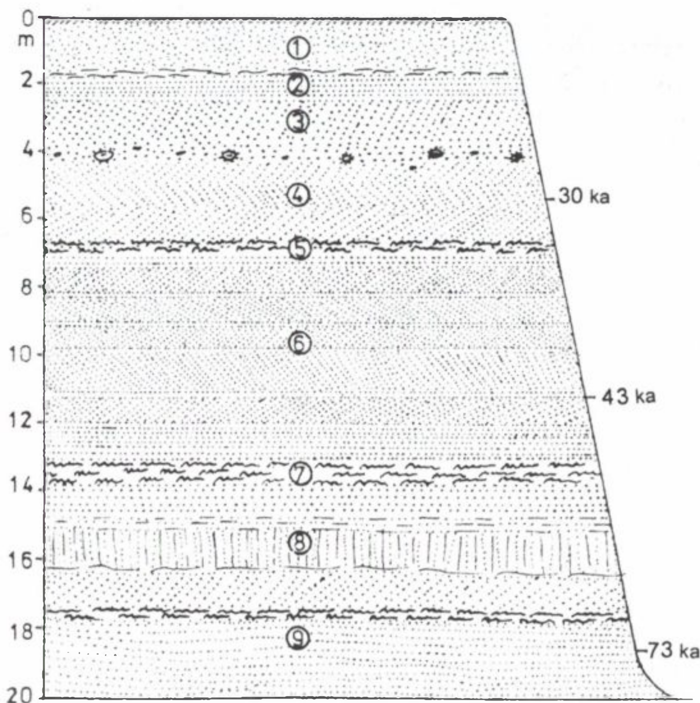
Klimat peryglacjalny sprzyjał również działalności wiatru. Piaszczyste pokrywy koło Majdanu Nepryskiego datowane na 20,3 ka BP wykazały znaczną eoliczną obróbkę ziaren kwarcu. Na intensywną działalność wskazują wygłady i żłobki korazyjne na powierzchni żwirów eratycznych i skrzemieniałego drewna (Krąpiec i in. 2011).

Na Roztoczu dobrze rozpoznano osady rzeczne ze stadiału głównego. W górnym odcinku doliny, gdzie zbocza budują opoki i gezy, terasa nadzalewowa jest nadbudowana przez utwory stokowe piaski i gruz zwietrzelinowy. W dolinie Wieprza na początku stadiału głównego dno doliny było zasypywane drobnym materiałem stokowym pochodzącym z denudowanych lessów. W dolinie Wieprza terasa stadiału głównego koło Bondyrza (ryc. 35) była budowana przez rzeki roztokowe z dużym udziałem pyłu lessowego na początku stadiału BP (Buraczyński, Superson 1996b). W sąsiednich suchych dolinach stwierdzono wypełnienie 5 m warstwą pyłów datowanych na 25-21 ka BP (Gawrysiak, Zagórski 1998a,b). Wpływ procesów stokowych na kształtowanie terasy nadzalewowej dobrze zaznaczył się w dolinie środkowego Wieprza poza Roztoczem. W strefie akumulacji lessowej wzrasta wysokość terasy. Terasa nadzalewowa w dolinie Łady jest nadbudowana przez less. W strefie krawędziowej, między Radzięcinem a Kątami, terasę budują piaski rzeczne stadiału głównego. Na głębokości 8-10 m datowano je na 18-25 ka, a w stropie na 16 ka BP (Buraczyński, Butrym 1989).

W czasie zlodowacenia wisły dna dolin były kształtowane przez rzeki roztokowe. Akumulacja rozwijała się z różnym nasileniem, aż po schyłek stadiału głównego, do około 14,5 ka BP. Doprowadziła do powstania w dolinach najbardziej powszechnej akumulacyjnej terasy w całym pasie wyżyn polskich (Mojski 2005).

Na południowym stoku Roztocza rozwijała się intensywna akumulacja rzeczno-stokowa. Materiał wynoszony z Roztocza utworzył w Kotlinie Sandomierskiej rozległą równinę proluwialną (mapa 3, 4, 7). Powstała ona z osadów stokowych i fluwialnych. Badanie równiny piaszczystej na przedpolu Roztocza w rozcięciach doliny Łady, Sopotu i Tanwi wykazuje wzrost jej miąższości ku wschodowi. W dolinie Tanwi osiągnęła ona miąższość ponad 20 m (ryc. 37).

Młodsza część stadiału głównego (18-16 ka BP) charakteryzuje się wzrastającą erozją wgłębną, do czego przyczyniła się powolna degradacja wieloletniej zmarzliny, uwalniającej wielkie ilości wody (Mojski 2005). U schyłku stadiału głównego w dolinie Wieprza nastąpiła przewaga erozji, która w pozostałych dolinach była słabsza (Superson 1995).



Ryc. 37. profil geologiczny zbocza doliny Tanwi koło Huty Różanieckiej (wg J. Buraczyńskiego i J. Butryma 1989)

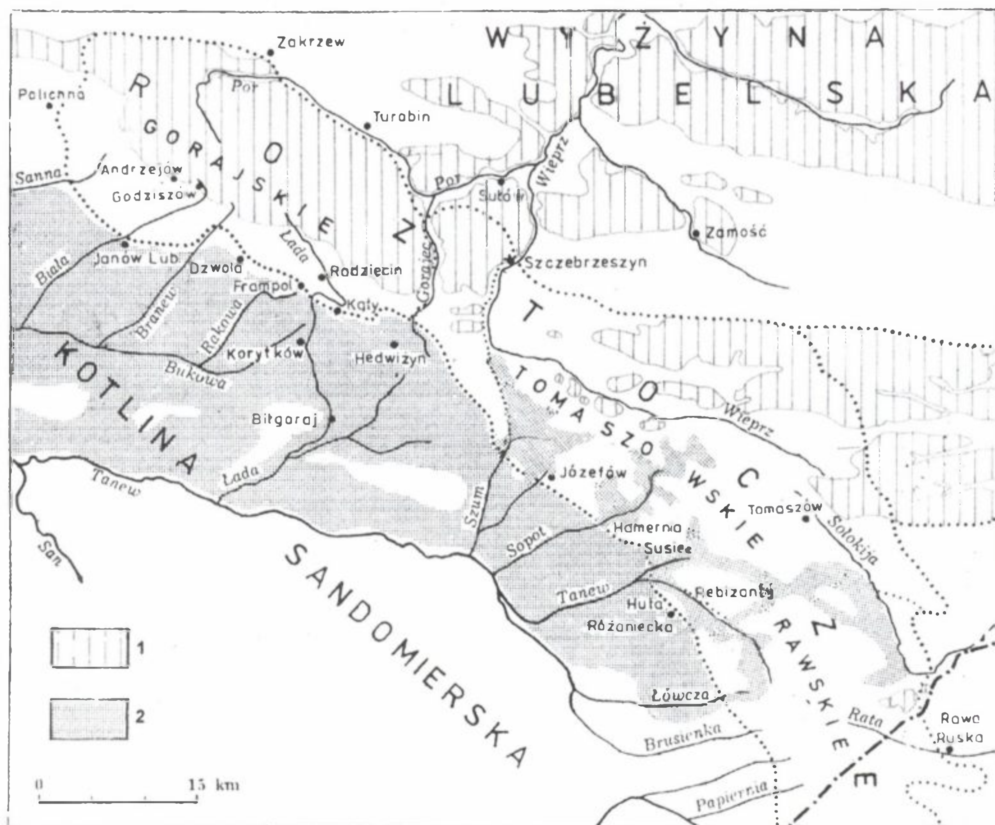
Zlodowacenie wisły: **1** - piaski bezstrukturalne, **2** - piaski drobne warstwowane, **3** - piaski eoliczne, nachylenie 10-20°, późny glacjał; **4** - drobne piaski stokowo-eoliczne, z brukiem deflacyjnym w stropie, stadiał główny; **5** - warstwowane mułki i piaski rzeczne, denekamp, **6** - piaski warstwowane, **7** - warstwowane piaski i mułki rzeczne, interstadiał grudziądza; **8** - pyły piaszczyste, **9** - drobne piaski rzeczne, stadiał świecia.

Procesy eoliczne

Głęboki kryzys klimatyczny w stadiale głównym odegrał szczególną rolę w rozwoju młodych pokryw eolicznych. Strefę peryglacjalną charakteryzuje pasowość procesów eolicznych (Dylik 1953, Jahn 1970, Starkel 1988b), czego przejawem jest m.in. różnicowanie facji na pylastą i piaszczystą. Akumulacja zróżnicowanych przestrzennie facji eolicznych odbywała się równocześnie (Szczypek 1986, Goździk 1991). Na Roztoczu procesy eoliczne przebiegały z różnym natężeniem w zależności od pory roku. W lecie były to wiatry zmienne. Zimowa sedymentacja była

kontrolowana przez silne północno-wschodnie wiatry grawitacyjne (Lamb 1977). Ziarna piasku były wywiewane w małych ilościach, częściowo w czasie burz śnieżnych. Eoliczne piaski pokrywowe osadzały się głównie w zimie. Duży wpływ na akumulację piasków miała rzeźba terenu (Buraczyński 1991, 1994a).

Strefa lessowa obejmuje Roztocze Gorajskie i Szczebrzeszyńskie na północ od linii Godziszów–Goraj–Wywłoczka. Na Roztoczu Tomaszowskim less tworzy płat koło Kosobud–Suchowoli–Tarnawatki i Majdanu Górnego. Na Roztoczu Rawskim less występuje małymi płatami, między Lubyczą Królewską i Krechowem. Większe pokrywy lessowe o miąższości 3-5 m znajdują się dopiero na wierzchowinach Roztocza Lwowskiego (ryc. 38).



Ryc. 38. Występowanie lessów na Wyżynie Lubelskiej i na Roztoczu (wg H. Maruszczaka 1961), oraz piasków w Kotlinie Sandomierskiej i na Roztoczu (wg J. Buraczyńskiego, J Butryma 1989)

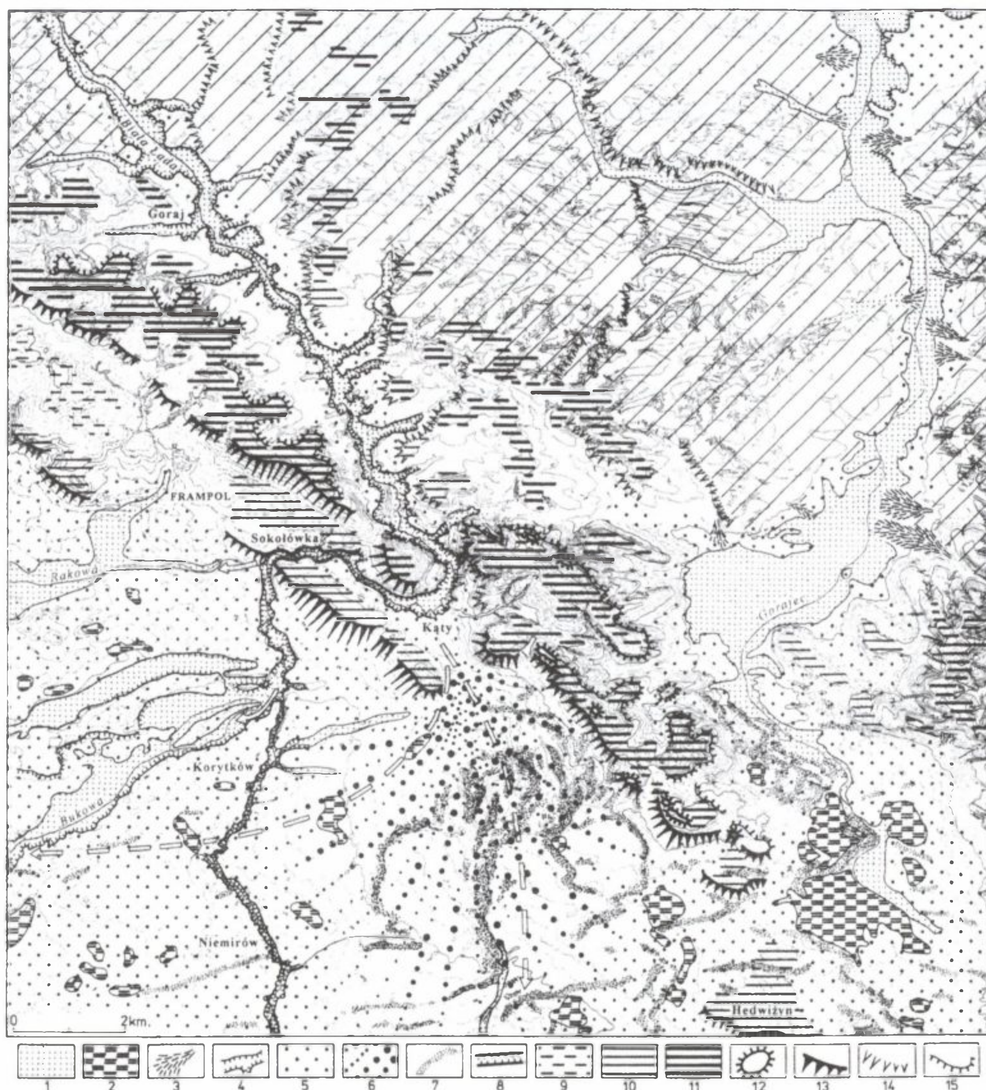
Less młodszy górny osadzał się w okresie 22-15 ka BP, jako less typowy o największej zawartości węglanów. Podczas depozycji materiału eolicznego panowały surowe warunki arktyczne. Less najmłodszy ma największą miąższość (Jersak 1973, Maruszczak 1986). Na Roztoczu Szczebrzeszyńskim less o grubości 10-20 m pokrywa stoki i wierzchowiny do wysokości 335 m n.p.m. Powyżej wznosi się niepokryty lessem ostaniec Góra Dąbrowa (344 m). Między Topólczą a Wywłoczką less pokrywa stoki i wierzchowiny w pasie o szerokości 2-3 km od doliny Wieprza. Dalej położone wierzchowiny o wysokości 315-325 m n.p.m. są już bez lessu (mapa 2). Na Roztoczu Tomaszowskim, w przedłużeniu Grzędy Sokalskiej, lessy budują garb ciągnący się do Kosobud (mapa 5, 6). Lessy na nim sięgają do 330 m, a na garbie Majdanu Górnego 350 m n.p.m. (mapa 8).

W kształtowaniu rzeźby Roztocza ważną rolę odegrała pokrywa lessowa. Jako skała pylasta i mało spoista łatwo ulega erozji i denudacji, czemu sprzyjają duże deniwelacje i strome stoki. W rzeźbie lessowej wyróżniają się garby lessowe i suche doliny (Maruszczak 1958). Garby lessowe wyznaczają wierzchowiny stanowiące wododziały, wznoszące się od 290 do 340 m n.p.m. Wąskie garby oddzielają poszczególne suche doliny. Suche doliny odzwierciedlają starszą rzeźbę podłoża. Tworzą silnie rozgałęzione systemy o długości kilku kilometrów, o głębokości 20-60 m. Zbocza mają wypukłe o nachyleniu 10-15°, a szerokość dna wynosi 10-50 m (mapa 1, 2).

S t r e f a   p i a s z c z y s t a obejmuje Kotlinę Sandomierską i Kotlinę Bugu oraz Roztocze Szczebrzeszyńskie, Tomaszowskie i Rawskie leżące między tymi kotlinami (ryc. 38). Ogromną rolę w rozwoju pokryw piaszczystych na Roztoczu odegrała morfogeneza peryglacjalna (Jahn 1956). W zimnym i suchym klimacie arktycznym młodszego pleniglacjału zaznaczyła się intensywna działalność wiatru.

W suchych dolinach Roztocza osadziły się piaski stokowe i aluwialne o miąższości ponad 10 m. W młodszej części stadiału głównego u wylotu dolin z Roztocza: Sanny, Białej, Branwi, Łady, Szumu, Niepryszki, Sopotu, Tanwi i Łówczy rozwijały się stożki napływowe. Osady stożków wespół z utworami stokowymi budują piaszczystą równinę proluwialną, ciągnącą się wzdłuż Roztocza pasem o szerokości około 15 km. Przy krawędzi Roztocza równina leży na wysokości 240-270 m i obniża się ku południowemu zachodowi do wysokości około 200 m n.p.m.

U wylotu z Roztocza, obecnie martwej doliny Łady, rozpoznano duży stożek napływowy (ryc. 39). Nasada jego leży na wysokości 240 m, a po 6 km obniża się do 210 m n.p.m. Początek rozwoju 15-metrowej warstwy piasków przypada na stadiał główny (25 ka BP), a koniec na późny glacjał (ryc. 34).



Ryc. 39. Mapa geomorfologiczna strefy krawędziowej Gorajskiego (wg J. Buraczyńskiego 1993).

1 - terasa zalewowa, **2** - równina torfowa, **3** - stożki napływowe, **4** - krawędzie wys. 3-4 m, **5** - terasa nadzalewowa i równina piaszczysta, **6** - stożek proluwialny, **7** - wydmy, **8** - dolina przełomowa, **9** - równina denudacyjna, **10** - powierzchnia strukturalna niższa (240-250 m), **11** - powierzchnia strukturalna wyższa (300-320 m), **12** - wzgórza ostańcowe, **13** - progi tektoniczne, **14** - zbocza dolin o założeniach tektonicznych, **15** - krawędzie strukturalne, / / / - garby podłoża z pokrywą lessową, <== - kierunki przepływu Białej Łady w okresie wisły-holocenu.

W dolinie Tanwi do stadiału górnego można odnieść 6,5 m warstwę osadów fluwialno-stokowych z dużą zawartością ziaren z dobrą obróbką eoliczną (ryc. 37). Intensywność procesów eolicznych podkreśla bruk deflacyjny stwierdzony na głębokości 4 m (Buraczyński, Butrym 1989).

Na obszarze kotliny panowały warunki aerodynamiczne, sprzyjające dużej aktywności wiatru wiejącego z zachodu. Roztocze znalazło się w strefie aerodynamicznej „przeciągu", który nie sprzyjał osadzaniu pyłu. Natomiast intensywne procesy wietrzeniowe dostarczały duże ilości zwietrzeliny. Akumulacja piasków odbywała się poprzez procesy stokowe i sezonowe rzeki roztokowe przy współudziale procesów eolicznych. Przesuszony piasek podlegał wielokrotnemu transportowi z dolin na stoki i wierzchowiny. O czym świadczy duża zawartość ziaren kwarcu o dobrej obróbce eolicznej (Buraczyński 1991, 1994a,b, 1998).

Późny glacjał (14,3-10 ka BP)

Klimat cechowała tendencja do ocieplania. W okresach zimnych (najstarszy i starszy dryas) rozwijały się intensywne procesy eoliczne, przerywane przez krótkotrwałe okresy ociepleń. Okresowi ocieplenia bølling odpowiada leśna gleba inicjalna, a okresowi allerød – słabo wykształcona gleba bielicowa oraz dojrzałe gleby kopalne związane z okresem preborealnym – gleba rdzawa, a z borealnym – gleba bielicowa (Manikowska 2002).

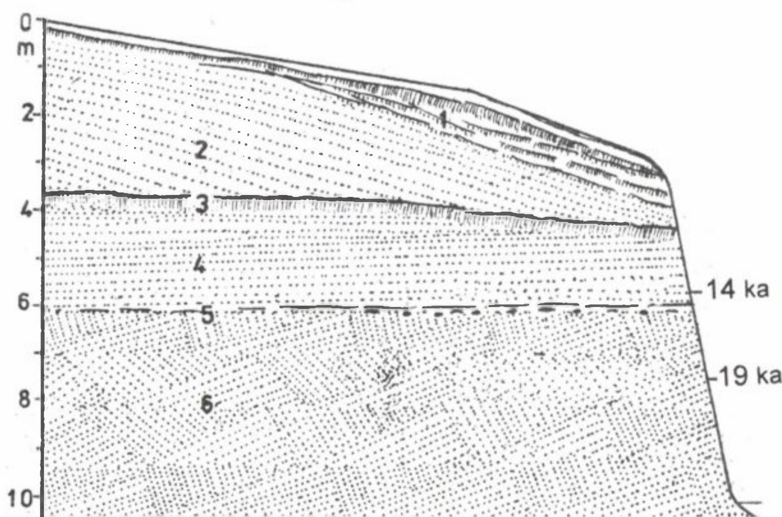
Na powierzchni lessu młodszego górnego w późnym glacjale degradacja zmarzliny zaznaczyła się rozwojem termokrasu. Termokras i termoerozja odegrały ważną rolę w rozwoju stoków (Jersak i in. 1992). Towarzyszyła temu nasilona soliflukcja łagodząca stoki. Był to początek przebudowy rzeźby obszarów lessowych (Maruszczak 1958, 2003). Denudacja na stokach i zboczach sprzyjała odkładaniu dużej ilości materiału w dnach dolin. Niecki występują na zboczach jako formy połogie i stosunkowo szerokie, utworzone w lessach. Takie płytkie formy o szerokości kilkuset metrów nie mają wyraźnych granic ani dna. Ku górze przechodzą stopniowo w otaczający stok, a ku dołowi łączą się ze sobą (Klatkowa 1965). W wyniku tych procesów na stokach powstały obecnie suche dolinki erozyjno-denudacyjne (mapa 1, 2).

Rzeźba eoliczna

Procesy eoliczne zapoczątkowane w stadiale głównym rozwijały się intensywnie we wszystkich zimnych częściach późnego glacjału (w najstarszym dryasie 14,3-12,4 ka i starszym dryasie 12,1-11,8 ka), kiedy to istniały dogodne warunki do powstawania wydm (Nowaczyk 1986).

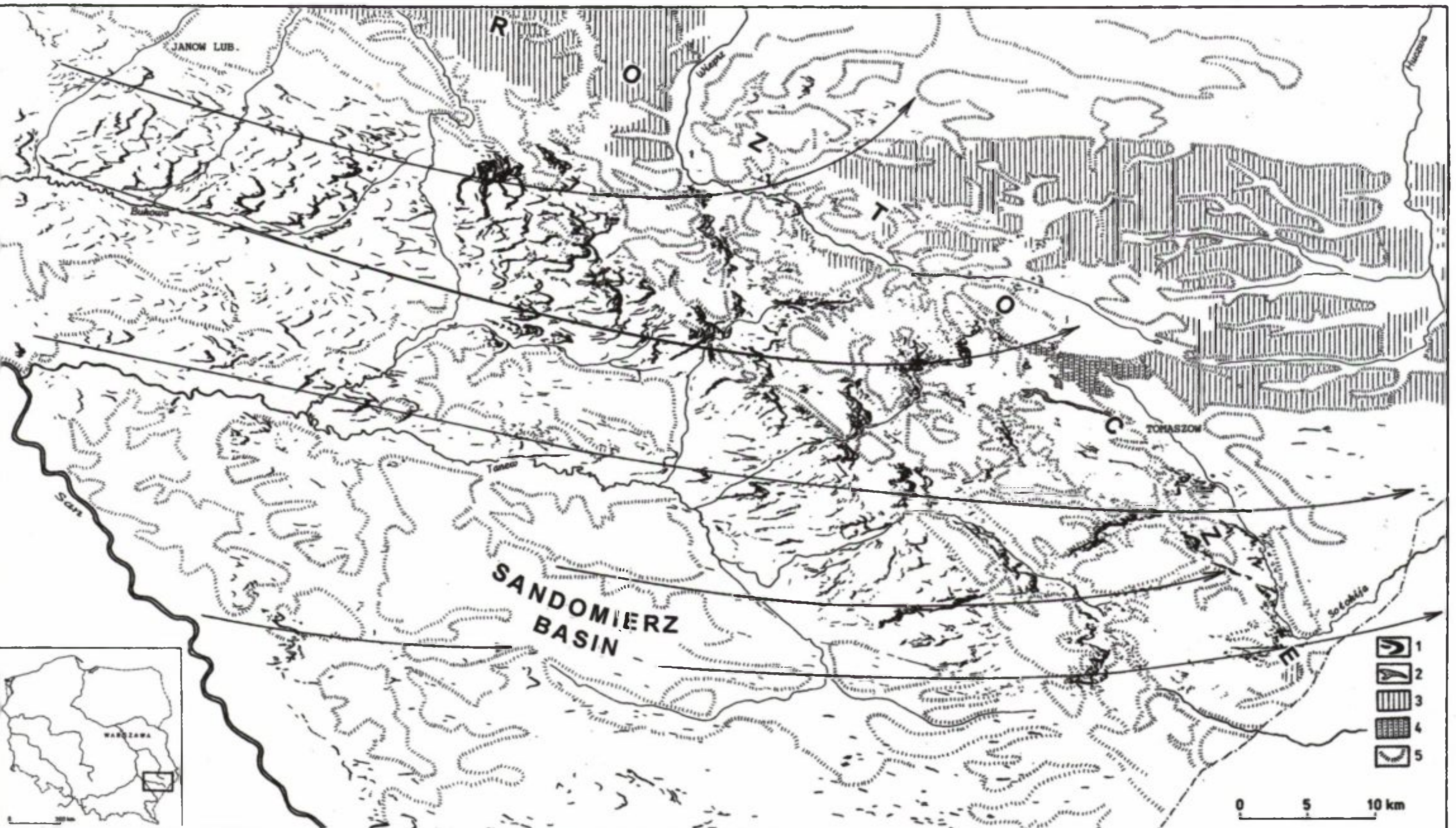
W allerødzie (11,8-10,7 ka) ocieplenie i wzrost wilgotności sprzyjały rozwojowi słabo wykształconej gleby z poziomem eluwialno-akumulacyjnym A_1 i cieńkim wybieleniem A_2 (ryc. 40). Warunki klimatyczne przyczyniły się do podniesienia poziomu wód gruntowych. W obniżeniach deflacyjnych powstały jeziora. Datowanie C^{14} osadów wskazuje, że sedymentacja gytii w jeziorze w Hamerni rozpoczęła się 11 850 lat BP (Krąpiec i in. 2011), podobnie w Krasnobrodzie 11 780, a w Tarnawatce jezioro powstało przed 10 750 lat BP (Bałaga 1992, 1998).

W młodszym dryasie (10,7-10,0 ka) nastąpiło gwałtowne załamanie warunków klimatycznych. Na Roztoczu rozprzestrzenił się step trawiasty oraz siedlisk piaszczystych. Lasy złożone z sosny i brzozy tworzyły luźne płaty. Miejsca wilgotne zajęły wysokie trawy i zbiorowiska turzycowo-mszyste oraz krzewy wierzbowo-brzozowe (Bałaga 1992, 1998).



Ryc. 40. profil geologiczny zbocza doliny Sopotu koło Nowin (wg J. Buraczyńskiego i J. Butryma 1989)

1- poziomy glebowe, holocen; **2** - piasek eoliczny, młodszy dryas; **3** - gleba bielicowa, allerød; **4** - piaski eoliczne, starszy dryas; **5** - poziom żelazisty gleba bielicowa, bølling; **6** - piaski rzeczne, stadiał główny.



Ryc. 41. Główne kierunki strumieni piaszczystych w Kotlinie Sandomierskiej i na Roztoczu (wg J. Buraczyńskiego 1996 b).

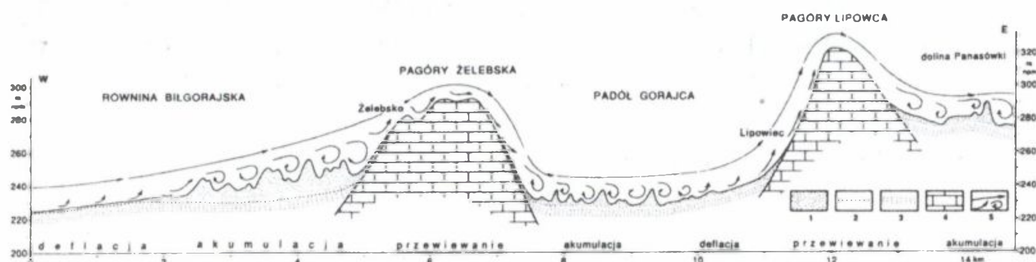
1 - wydmy, **2** - eoliczne piaski pokrywowe, **3** - lessy, **4** - lessy piaszczyste, **5** - krawędzie i zbocza dolin.

Zanik zmarzliny, brak zwartej szaty roślinnej oraz znaczne obniżenie zwierciadła wody gruntowej spowodowało przesuszenie stropowej partii osadów. Nasiliły się silne wiatry o dużej sile transportowej wiejące z kierunków zachodnich. Procesy eoliczne były bardzo wydajne. Powstały wydmy paraboliczne o wysokości do 20 m (Dylikowa 1958). Była to właściwa faza wydmotwórcza, z której wydmy przetrwały do dziś (Manikowska 1985, Nowaczyk 1986, Buraczyński 1998a).

Równina Biłgorajska pokryta piaskami ciągnie się od doliny Wisły pasem o szerokości około 20 km na przestrzeni 100 km, aż po garb Roztocza. Rozległa płaska równina stworzyła dogodne warunki dla rozwoju procesów eolicznych. Zdecydowana przewaga wiatrów zachodnich przyczyniła się do rozwoju licznych form deflacyjnych i wydmowych. Wywiewany piasek z Kotliny Sandomierskiej tworzył strumienie piaszczysto-powietrzne niosące piasek na Roztocze i dalej ku wschodowi (ryc. 41). W efekcie tego rozwinął się pasowy układ wydm, ciągnący się przez dziesiątki kilometrów (Goździk 1991, Buraczyński 1994a). Położenie i przebieg pasów wydmowych na Równinie Biłgorajskiej oraz przewiewanie piasku przez garby Roztocza zależne było od głównych rysów rzeźby. Na kulminacjach rozwinęły się niskie wydmy podłużne wyznaczające drogę strumieni piaszczystych. Duże wały wydmowe rozwinęły się w dolinach wzdłuż zboczy zawietrznych, wyjątkowo na kulminacjach.

Intensywna działalność wiatru na Równinie Biłgorajskiej charakteryzuje się rozwojem dużych zespołów wydm parabolicznych, układających się w szereg równoległych ciągów, między którymi występują niskie wydmy. Wydmom parabolicznym towarzyszą duże misy deflacyjne o głębokości 1-2 m. Strefę intensywnego wywiewania i transportu piasku wyznaczają spłaszczenia deflacyjne. Pozytywne formy deflacyjne tworzą niskie garby symetryczne. Bez badań strukturalnych nie można je odróżnić od niskich wydm (mapa 3). Podobne formy koło Kolbuszowej wyróżnia występujący w stropie bruk eoliczny (Wojtanowicz 1973).

Działalność procesów eolicznych w strefie krawędziowej Roztocza można prześledzić na przekroju podłużnym (ryc. 42). Na Równinie Biłgorajskiej zaznacza się strefa deflacji i transportu materiału. Przed progiem o wysokości 40 m nastąpiła akumulacja spowodowana załamaniem siły wiatru. W pasie szerokości 2 km rozwinęło się pięć równoległych wałów wydmowych o wysokości 10 m. Wędrujące wydmy zatrzymały się w pewnej odległości od przeszkody, co było spowodowane działalnością prądów wstecznych (mapa 4). Z tego tez względu wały wydmowe nie połączyły się i są oddzielone od siebie obniżeniami o szerokości 100-200 m (Buraczyński 1996b).



Ryc. 42. Rozwój procesów eolicznych w strefie krawędzi Roztocza (wg J. Buraczyńskiego 1996b).
1 - piaski eoliczne: wydmy i piaski pokrywowe, **2** - powierzchnia deflacyjna, **3** - równina piaszczysta i terasowa, **4** - pagóry podłoża, **5** - strumienie wiatru ponad powierzchnią topograficzną, deflacja i prądy wsteczne.

W strefie progu siła wiatru zmalała, jednakże piasek był dalej przewiewany w mniejszych ilościach. Po stronie zawietrznej rozwinęły się niskie wydmy poprzeczne o wysokości 5-7 m. Występują one w odległości 200-300 m od zbocza wskutek działania prądów wstecznych. W zależności od wysokości garbu, szerokość strefy wydmowej wynosi do 2 km. W dalszej części Padołu przeważało wywiewanie, a wędrówkę wydm podkreślają nieliczne niskie wydmy (mapa 4). Szeroka sucha dolina Szozd stworzyła dogodną drogę przewiewania i transportu piasków na wschód, poprzez Roztocze Szczebrzeszyńskie (Buraczyński 1996b).

Na Roztoczu Szczebrzeszyńskim i Tomaszowskim procesy eoliczne występują w pasie między linią Żelebsko–Zwierzyniec–Krasnobród–Tomaszów Lubelski na północy, a linią Płazów–Hrebenne na południu. Obszar ten charakteryzuje się występowaniem dużych zespołów wydmowych, niezależnych od orientacji dolin. Na wierzchowinach rozwinęły się pojedyńcze formy, względnie ciągi wydm podłużnych wyznaczających drogę przewiewania piasku. Wydmy występują w czterech sytuacjach morfologicznych: 1. w strefie krawędzi zewnętrznej, 2. w dolinach równoleżnikowych, 3. w dolinach o kierunku SW-NE i 4. na wierzchowinach (Buraczyński 1996 b).

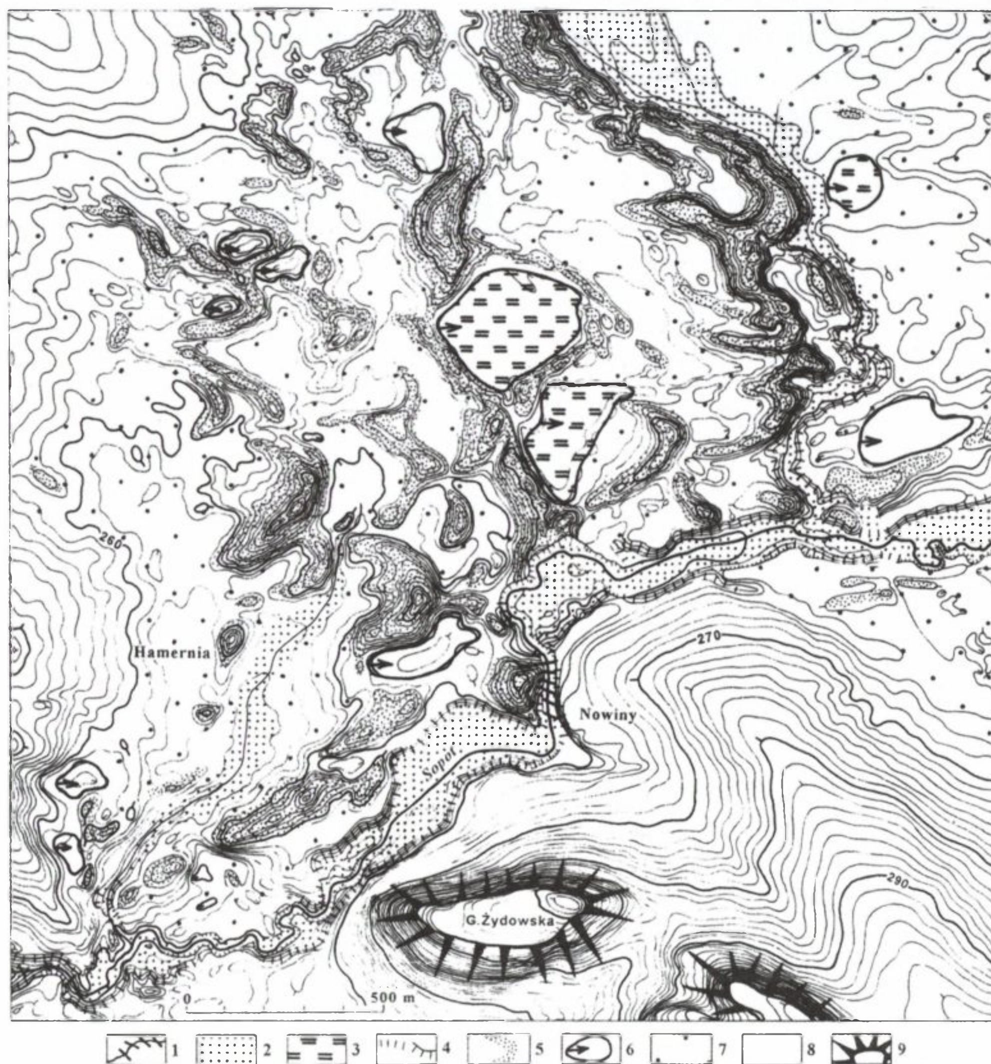
W przerwie progu koło Górecka utworzył się zespół dużych wydm. Po stronie zawietrznej garbu, między Zwierzyńcem a Góreckiem Kościelnym w pasie o szerokości 0,5-1,0 km występują wydmy o wysokości 5-7 m. W pozostałej części obniżenia przeważała deflacja i transport równoleżnikową doliną Szumu (Świerza) o długości 5 km (mapa 4, 7). W dolinie ograniczonej zboczami o wysokości 30-40 m rozwinęły się wydmy podłużne. Tworzą 5 km ciąg wydm o wysokości 2-3 m.

Warunki orograficzne wpłynęły na zawirowania podłużne w przepływie wiatru, co spowodowało usypanie długich grzbietów wydmowych. Tylko w niektórych wydmach rozwinęły się lewe ramiona, tworzące małe parabole (Buraczyński 1996b).

W padole Józefowa, ograniczonym krawędzią wewnętrzną i wzgórzami Pardysówki (NW-SE), transport piasku odbywał się swobodnie. Załamanie siły transportowej wiatru nastąpiło przed wzgórzami Nowińskimi koło Hamerni, gdzie w pasie 3 km rozwinęły się wydmy wałowe o wysokość do 10 m (ryc. 43, mapa 7). Między wydmami występują niecki deflacyjne, obecnie zajęte przez torfowisko wysokie, które zaczęło się rozwijać w allerødzie, na co wskazują daty C^{14} 11 690 i 10 740 lat BP. Początek rozwoju wydmy przypada na starszy dryas, w spągu otrzymała ona datę TL 13,7 ka BP (Krąpiec i in. 2011).

Wyraźny wpływ ukształtowania dolin na modyfikację kierunku wiatru zaznaczył się w dolinie Narol–Bełżec, o długości 8 km, szerokości 0,5-0,7 km i kierunku SW-NE. W odcinku doliny o zwartych zboczach koło Kadłubiska, występują wydmy podłużne, zgodne z kierunkiem doliny. Natomiast w części doliny z bocznymi dolinami na lewym zboczu rozwinęły się wydmy paraboliczne. Jest to wynik działalności wiatrów z dwóch kierunków. Wiatr z kierunku SW był wymuszony biegiem doliny, a wiatr WNW swobodnie działał w strefie obniżenia Łosińca i spływał do doliny poprzez stok porozcinany dolinami. Na intensywne przewiewanie materiału poprzez wierzchowinę koło wsi Chyże wskazują niskie wydmy podłużne o długości 2 km. W dolinie Bełżca wydmy paraboliczne osiągają wysokość 5-7 m (mapa 8).

Zespół wydm na wierzchowinie koło Łuszczacza rozwinął się w specyficznej sytuacji morfologicznej. Powstał on na przecięciu się drogi nawiewania materiału z dwóch obszarów alimentacyjnych. Z kotliny Sopotu (Ciotusza Stara) materiał był nawiewany przez wiatry zachodnie, a z Padołu Zwierzyńca – przez wiatry północno-zachodnie. Duża ilość nawiewanego piasku z tych kierunków spowodowała zasypanie górnego odcinka suchej doliny Krasnobrodu i wkroczenie wydm na wierzchowinę (mapa 7, 8). Na kredowej wierzchowinie (350 m n.p.m.) powstała wydma poprzeczna o wysokości 10 m, która jest największa formą położoną na kulminacji Roztocza (Buraczyński 1996b).



Ryc. 43. Rzeźba eoliczna wschodniej części Padołu Józefowskiego (wg J. Buraczyńskiego 1997).

1 - koryto z szypotami, **2** - terasa zalewowa, **3** - torfowisko wysokie, **4** - krawędź terasy, **5** - wydmy, **6** - misy deflacyjne, **7** - terasa nadzalewowa, **8** - stoki kredowe, **9** - wzgórza ostańcowe z wapieni detrytycznych. Poziomice co 1,25 m.

8. ROZWÓJ RZEŹBY W HOLOCENIE

Rozwój dolin rzecznych

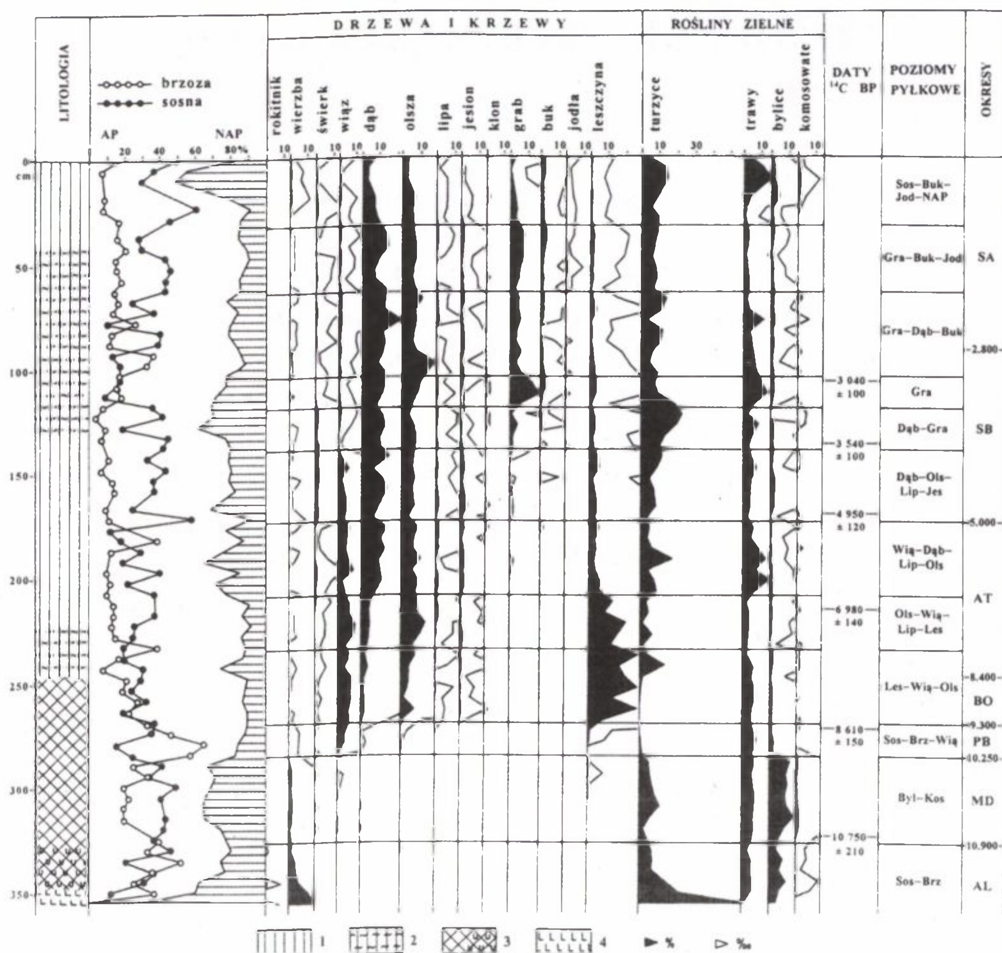
Na Roztoczu, na przełomie późnego glacjału i holocenu, w rozwoju dolin rzecznych nastąpiła radykalna reorganizacja koryta podobnie jak w południowej Polsce (Kalicki, Starkel 1987, Szumański 1982). Proces ten związany był z ociepleniem i zwilgotnieniem klimatu (Starkel 1983). Degradacja wieloletniej zmarzliny i uwolnienie znacznych ilości wody spowodowały zmianę reżimu rzecznego oraz zmianę rodzaju ilości materiału dostarczanego do rzeki. Spowodowało to zmianę rozwinięcia rzeki z roztokowej w meandrującą. Doliny rzeczne od fazy agradacyjnej przeszły do fazy erozji linijnej (Starkel 1977, Szumański 1986).

W allerødzie (11,8-10,7 ka) warunki klimatyczne sprzyjały podniesieniu się poziomu wód gruntowych. W dolinie górnego Wieprza powstało jezioro dające początek rzece. Od allerødu do borealu włącznie osadzała się w nim gytia (Bałaga 1992, 1998). W późnym glacjale po przejściu rzeki roztokowej w meandrującą nastąpił boczny rozwój doliny i wcinanie się rzeki.

W okresie preborealnym (10,25-9,3 ka BP) z ociepleniem klimatu na Roztoczu nastąpił rozwój lasów brzozowo-sosnowych. Ewolucję szaty roślinnej od późnego glacjału po czasy współczesne dokumentują diagramy pyłkowe torfowiska: Tarnawatka (ryc. 44), Krasnobród, Kosobudy i Hamernia (Bałaga 1992, 1998, 2009 i Zernitska w Krąpiec i in. 2011).

Dolina Wieprza

Na Roztoczu następowały szybkie zmiany reżimu rzek w kierunku wyrównania przepływów. W dolinie Wieprza rozwinęła się rzeka meandrowa z korytem o szerokości 50 m i promieniu 100-200 m. Procesy rozcinania terasy nadzalewowej przebiegały etapami, o czym świadczą fragmenty terasy niższej (II) wyciętej w osadach terasy I. Trwałe ocieplenie klimatu sprzyjało rozcinaniu dna doliny, którego maksimum nastąpiło w okresie borealnym. Małe ilości opadów spowodowały zmniejszenie odpływu oraz częstotliwości i rozmiarów powodzi, podobnie jak to stwierdzono w innych obszarach (Klimek, Starkel 1974, Starkel 1983).



Ryc. 44. Uproszczony diagram pyłkowy torfowiska w Tarnawatce (wg K. Bałagi 1998)
1 - torf turzycowy, **2** - torf mszysto-turzycowy, **3** - gytia, w spągu węglanowa, **4** - mułek. Objaśnienia skrótów: **AL** - allerød, **MD** - młodszy dryas, **PB** - preboreał, **BO** - boreał, **AT** - atlantyk, **SB** - subboreał, **SA** - subatlantyk.

Meandry głęboko wcięły się w zbocze terasy nadzalewowej. Starorzecza wypełniają osady organiczne i namuły. Wewnątrz niektórych zakoli widoczne są odsypy meandrowe. Aluwia terasy zalewowej reprezentuje facja korytowa i madowa. Wieprz był szerokokorytową rzeką meandrującą, kształtującą rozległe dno doliny, podobnie jak inne rzeki polskie (Starkel 1977). Od Majdanu Wielkiego do Obroczy dno doliny o szerokości 200 m, rozszerza się do 500 m na odcinkach bocznego wcięcia zakoli. Rozmiary erozji były ograniczone krawędzią terasy nadzalewowej.

Powstała terasa o wysokości 2-3 m, a poniżej Bondyrza 5-6 m. U wylotu bocznych dolin terasę nadbudowują stożki napływowe.

W okresie borealnym (9,3-8,4 ka BP) występowały lasy sosnowo-brzozowe z wiązem. Na terasach zalewowych rozwijały się zbiorowiska łęgowe (ryc. 44). Temperatury lata były podobne do współczesnych, a zimy łagodne. W związku ze zwilgotnieniem klimatu (Mamakowa, Starkel 1977) rozwijała się akumulacja i następowało nadbudowanie dna doliny. Spowodowało to przekształcenie koryt o obciążeniu dennym w obciążenie przejściowe lub zawiesinowe.

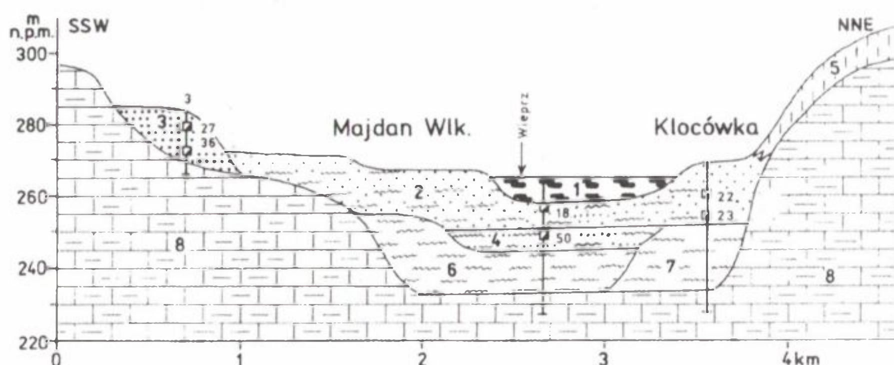
W okresie atlantyckim (8,4-5,0 ka BP), w optimum klimatycznym Roztocze opanowały zwarte lasy liściaste, a w dolinie pojawiły się lasy łęgowe (Bałaga 1998). W dolinie Wieprza nastąpiła stabilizacja wąskiego koryta z małopromiennymi meandrami (10-30 m). W pasie meandrowania (200-300 m) osadzały się na wale brzeżnym piaski facji korytowej, a w pozostałej części doliny mułki facji powodziowej. Utwory te o miąższości 2 m tworzą madę starszą. W starorzeczach zaczynała się sedymentacja organiczna wskazująca na zanik przepływu wody (Buraczyński 1996 a). W kotlinie górnego Wieprza od około 7,3 ka BP następowało spłycanie zbiornika wodnego i zaczęło rozwijać się torfowisko niskie, przez okres atlantycki, subborealny i subatlantycki (Bałaga 1992).

Na obszarach lessowych produkty niszczenia stoków osadzały w dnach suchych dolin mułki o miąższości do 10 m. W dolinie Jędrzejówki dolną serię tworzy bezwęglanowy pył lessowy. W ściętym erozyjnie stropie występuje próchnica, miejscami z warstwą torfu. Osady organiczne datowano C^{14} na 7 860 lat BP (Śnieszko 1995).

Wpływ człowieka na roślinność Roztocza zaznacza się od końca fazy atlantyckiej wraz z wędrówką plemion mezolitycznych i neolitycznych. W okresie 6,7-6,5 ka BP zmiany w krzywych pyłku drzew można łączyć z gospodarką łowiecko-zbieracką plemion mezolitycznych. Maksimum wskaźników gospodarki człowieka (5,6-5 ka BP) było związane z hodowlą bydła i uprawą roli. Największe zmiany środowiska spowodowała penetracja Roztocza przez neolityczne plemiona kultury ceramiki wstęgowej rytej, wołyńsko-lubelskiej oraz kultury pucharów lejkowatych (Gurba, Libera 2011).

W okresie subborealnym (5,0-2,8 ka BP) pogorszenie klimatu zaznaczyło się wzrostem wilgotności i spadkiem temperatury. Skutkiem tego było przekształcenie gleb płowych i brunatnych na wyługowane, poprzez wzrastające wypłukanie wapnia i wzrost zakwaszenia. Nastąpił gwałtowny spadek wiązu oraz zmniejszenie udziału jesionu i lipy (3,7-3,6 ka BP). W lasach pojawił się grab i buk, który przybył z południowego-wschodu (Bałaga 1998).

Zwilgotnienie klimatu zapoczątkowało rozwój torfowisk (Bałaga 1998, Krąpiec i in. 2011). Nastąpił kolejny etap zatapiania mis deflacyjnych i rozwój torfowisk: powstało Kobyle jezioro koło Huty Złomy od 4,8 ka, Malcowe Bagno koło Kunek od 4,9 ka i Wielkie Bagno koło Górecka od 3,5 ka BP. Równocześnie rozwijały się torfowiska w strefie źródliskowej Gorajca, Szumu i Tanwi (Krąpiec i in. 2011). Współczesne dno kotliny górnego Wieprza tworzy płaską równinę zbudowaną z torfów o miąższości 3-7 m. Na torfowisku na odcinku 5 km utworzyło się koryto meandrujące, z zakolami o promieniu około 10 m. W dnie doliny w starorzeczach rozwijały się torfy (ryc. 45, mapa 8). W dnach bocznych dolinek uchodzących do Wieprza na głębokości 2-3 m występuje powszechnie gleba bagienna. Jej obecność świadczy o braku procesów erozyjnych w dnach dolin. Wynika to z pełnego pokrycia dorzecza lasami liściastymi, a w dolinach lasami łęgowymi (Bałaga 1998).



Ryc. 45. Szkic geomorfologiczny kotliny górnego Wieprza (wg J. Buraczyńskiego 1996 a)

1 - koryto, **2** - starorzecza, **3** - wąwozy, **4** - równina torfowa, **5** - terasa zalewowa, **6** - terasa nadzalewowa, **7** - wydmy, **8** - terasa akumulacyjna wyższa, **9** - dolinki denudacyjne, **10** - stoki czwartorzędowe, **11** - stoki kredowe, **12** - garby lessowe, **13** - poziom wierzchowinowy niższy 300 m, **14** - poziom wyższy 320 m.

Od Zwierzyńca dolina podłużna przechodzi w dolinę południkową, biegnącą do Szczebrzeszyna. W dolinie tej dno rozszerza się do 1,5-2 km. W holocenie meandrująca rzeka rozcięła piaszczystą terasę i utworzyła dno doliny o szerokości 300-500 m. Poniżej Wywłoczki dolinę rozcina gęsta sieć koryt rzeki roztokowej, rozszerzająca dno do 1,0-1,5 km. Dawny przebieg koryta wyznaczają duże paleomeandry, o promieniu 100 m oraz starorzecza małopromienne (10-30 m). Najlepiej widoczne są koło Żurawnicy, wycięte w piaszczystej terasie nadzalewowej

z prawej strony doliny (ryc. 46), zaś z lewej strony doliny paleomeandry są niewidoczne. W Topólczy stwierdzono na głębokości 4 m kopalny meander z torfem (2 m). Jego wiek wynoszący 3 190 lat BP datuje meandrujący Wieprz na subboreał (Krąpiec i in. 2011).



Ryc. 46. Szkic geomorfologiczny doliny Wieprza (wg J. Buraczyńskiego 1997)
1 - koryto, **2** - starorzecza, **3** - jeziorko, **4** - krawędzie, **5** - terasa zalewowa, **6** - stożki napływowe, **7** - terasa nadzalewowa, **8** - wydmy, **9** - garby lessowe, **10** - poziom wierzchowinowy niższy 280 m n.p.m., **11** - poziom wierzchowinowy wyższy 320-340 m n.p.m., **12** - ostańce.

W okresie subatlantyckim (od 2,8 ka BP) głównym składnikiem lasów koło Tarnawatki był dąb i sosna, a koło Krasnobrodu i Kosobud – grab i buk ze znacznym udziałem jodły. Aktywność człowieka w okresie rzymsko-lateńskim zaznaczyła się znacznym spadkiem graba w lasach Roztocza (Bałaga 1998). Zmiany szaty roślinnej były wypadkową czynników naturalnych (klimatu i gleby) oraz wzrastającej aktywności człowieka. Zmniejszanie się drzew liściastych w lasach było rezultatem wylesiania. Znaczny wzrost roślinności zielnej wskazuje na rozwój pól ornych i pastwisk. W torfowisku Hamernia w próbce datowanej na 1,7 ka BP stwierdzono pyłek roślin uprawnych: żyta, pszenicy i gryki (Krąpiec i in. 2011).

W neolicie bardziej stabilny charakter miało osadnictwo *kultury pucharów lejkowatych* w IV-tysiącleciu BC. Ludność prowadziła gospodarkę rolniczą polegającą na wypalaniu roślinności oraz orce przy użyciu radła. Pod koniec neolitu intensywne osadnictwo na Roztoczu związane było z pasterską ludnością *kultury ceramiki sznurowej* (2900-2200 lat BC). Ludność trudniła się hodowlą bydła, kóz i owiec. Sprzyjały temu rozległe roztoczańskie garby (Gurba, Libera 2012).

Oddziaływanie na środowisko naturalne społeczności rolniczych z początków neolitu było niewielkie. Ograniczało się do małych obszarów osadniczych rozrzuconych na obszarach leśnych. *Dopiero upowszechnienie wypaleniskowej techniki uprawy w czasach ludów kultury pucharów lejkowatych spowodowało znaczne zmiany w środowisku naturalnym. Doszło wtedy do przeobrażeń rzeźby terenu i innych składników środowiska naturalnego, charakterystycznych cech krajobrazu wyżyn lessowych* (Kruk i in. 1996).

Dno doliny Wieprza budują mułkowe osady powodziowe. Charakterystyczne jest występowanie koryt powodziowych, świadczących o przerzucaniu ich, a nie o swobodnej wędrówce meandrów. Jest to typowe zjawisko w dolinach agradujących (Starkel, Gębica 1987). Najmłodsza faza rozwoju doliny Wieprza zaznaczyła się akumulacją mady młodszej. Procesy te powszechnie są wiązane z rosnącą rolą czynnika antropogenicznego i wylesieniem obszaru (Starkel 1983, Szumański 1986, Śnieszko 1995, Buraczyński 1989/90).

Wieprz, opuszczając Roztocze koło Szczebrzeszyna, rozcina średnią terasę nadzalewową leżącą na wysokości od 214 do 210 m n.p.m. Dno doliny o szerokości 1 km zwęża się koło Deszkowic do 300 m (ryc. 32), by następnie rozszerzyć się do 2 km przy ujściu Poru. Dolinę ogranicza krawędź terasy o wysokości 7-9 m.

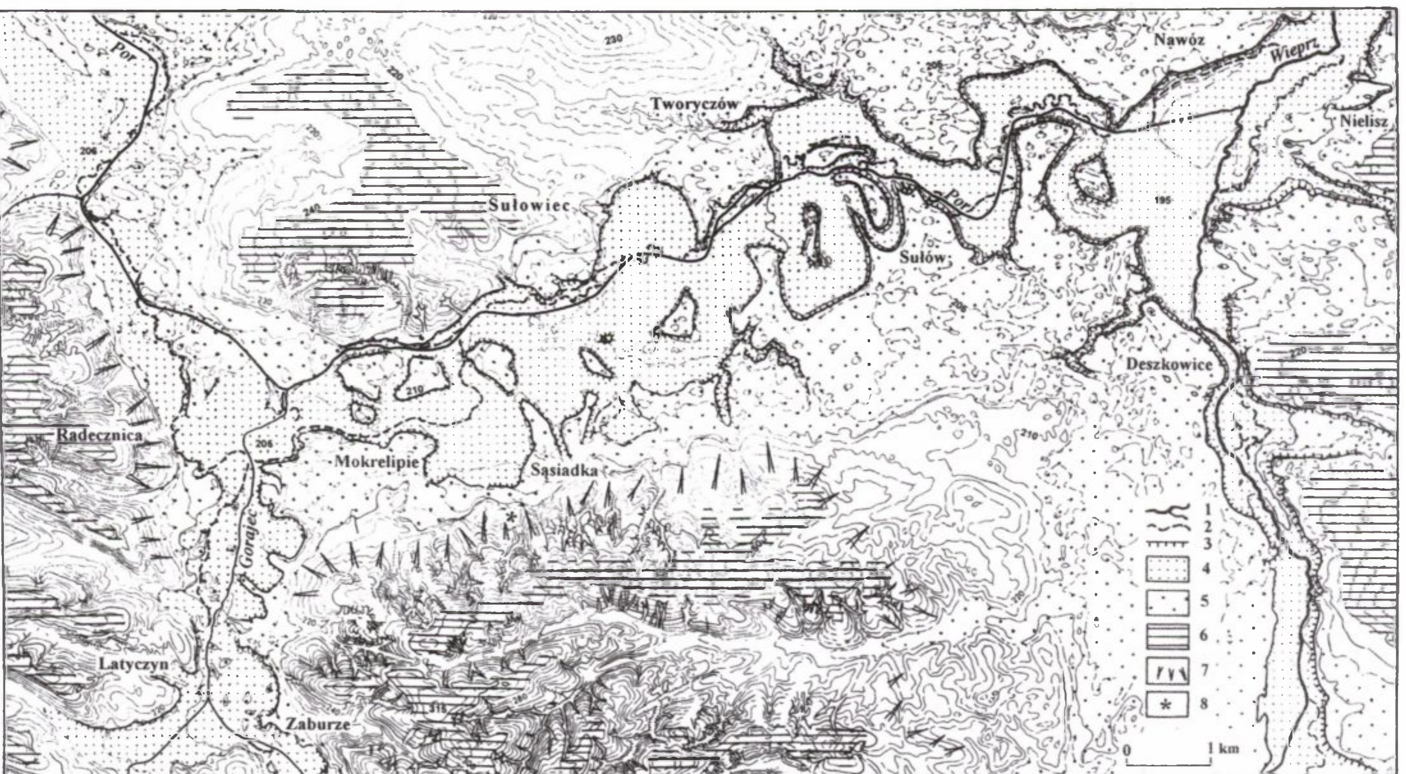
Dolina Poru

Por, lewy dopływ Wieprza, płynący wzdłuż Roztocza rozcina średnią terasę nadzalewową leżącą na wysokości 216 m n.p.m. koło Tarnawy i obniżającą się do 210 m n.p.m. przy ujściu. Por meandrował w pasie o szerokości do 2 km, miejscami występowały przewężenia do 300 m. W okresie preborealnym i borealnym powstały duże meandry o promieniu 300-500 m, w efekcie czego nastąpił rozwój boczny i pogłębianie doliny. Duże meandry powstały w dolnym 10-kilometrowym odcinku doliny, poniżej Radecznicy. Zmieniające bieg koryto meandrowe pozostawiło w dnie doliny półwyspy i duże wyspy meandrowe terasy nadzalewowej, ograniczone stromą krawędzią o wysokości 5 m. Rozcinanie terasy następowało etapami, o czym świadczy niska terasa zachowana przy zboczach i wyspach meandrowych (Superson 1979). W okresie atlantyckim i subborealnym nastąpił rozwój torfowisk w dolinie. Wzdłuż Roztocza Gorajskiego wysokość terasy nadzalewowej wynosi 2-4 m. Od Mokrelipia podnosi się z biegiem doliny do 10-12 m (ryc. 47, mapa 2). W okresie subatlantyckim Por był rzeką o małopromiennych meandrach. Najmłodsza faza rozwoju doliny zaznaczyła się akumulacją mady młodszej, spowodowanej wylesianiem obszaru. Współczesne koryto jest uregulowane, a koło Radecznicy zostało dwukrotnie skrócone.

Doliny przełomowe

Strefę krawędziową Roztocza przecinają rzeki spływające konsekwentnie ku SW, są to: Biała, Szum, Niepryszka, Sopot, Jeleń, Tanew i Łówcza. Jedynie dolina Białej Łady odbiega od takiego układu. W późnym glacjale nastąpiła głęboka przebudowa koryt rzecznych. Przyczyną tego było zanikanie wieloletniej zmarzliny, co spowodowało w lecie występowanie ogromnej ilości wody (Mojski 2011). Dotychczasowe rzeki roztokowe przeszły w rzeki meandrujące (Rotnicki, Starkel 1999). Nastąpiło rozcinanie terasy nadzalewowej. Rozcinanie równiny proluwialnej i rozwój dolin przełomowych rozpoczął się w starszym dryasie, a największą głębokość osiągnęły one w fazie atlantyckiej.

Dolina Białej Łady rozcina południowy stok Roztocza na linii Abramów-Kąty o kierunku NNW-SSE. U wylotu rzeki z Roztocza koło Kątów powstał duży stożek napływowy w stadiale głównym. Intensywna akumulacja rzeczna, związana ze wzmożoną aktywnością tektoniczną w strefie krawędziowej (Laskoska-Wysoczańska 1979, Buraczyński 1984), spowodowała zmianę biegu



Ryc. 47. Mapa geomorfologiczna doliny Poru (wg J. Buraczyńskiego 2002).
1 - koryto rzeki współczesne, **2** - koryto rzeki z 1800 r., **3** - krawędź terasy, **4** - terasa zalewowa, **5** – średnia terasa nadzalewowa, **6** - garby lessowe, **7** - krawędź Roztocza, **8** - grodzisko. Poziomice co 5 m.

Białej Łady. W stadiale głównym dolina była kształtowana przez agradujące koryto roztokowe. W późnym glacjale wystąpienie w lecie dużej ilości wody spowodowało przejście koryta w meandrujące. Wcinająca się rzeka wykorzystała rów tektoniczny koło Rzeczycy i zmieniła kierunek na zachodni, ze spadkiem 2‰. W dolinie rozwinęła się nadzalewowa terasa o wysokości 5 m, która w strefie krawędziowej podnosi się do 6-10 m. Następnie rzeka przecięła stopień przykrawędziowy zbudowany z wapieni mioceńskich, tworząc wąski przełom z bystrzami w korycie i spadkiem 3,9‰ (Buraczyński 1997).

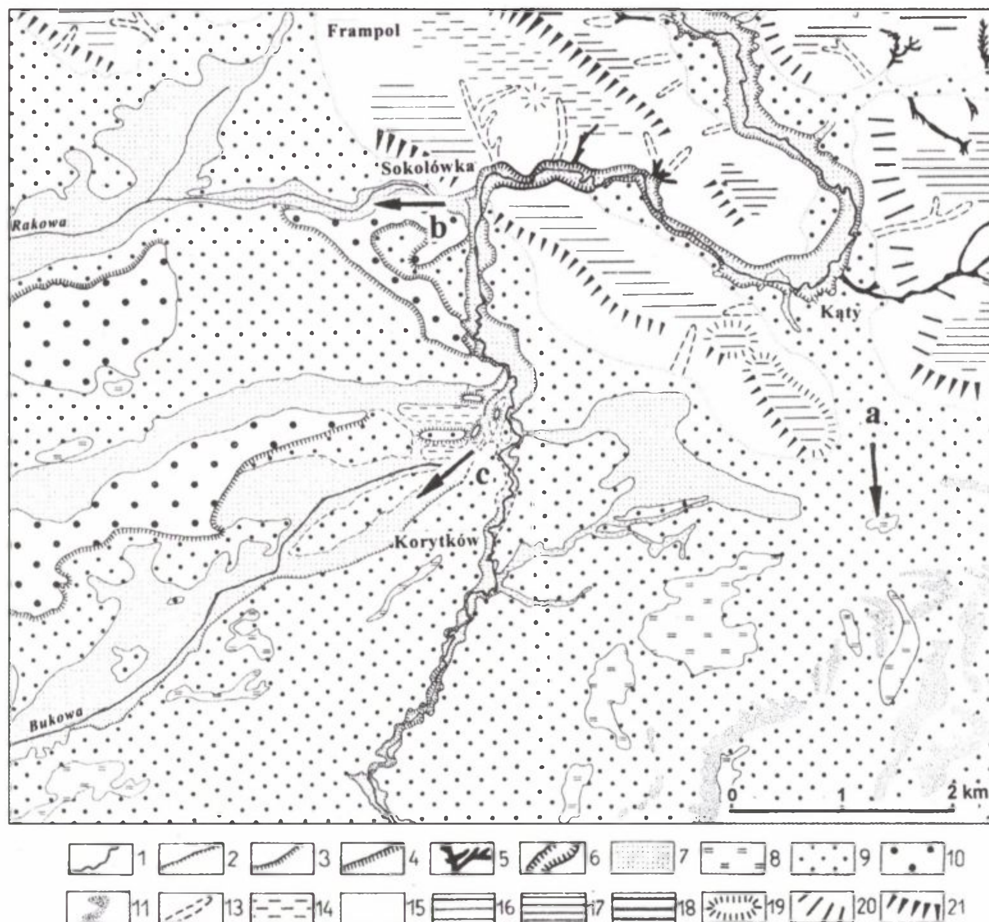
Biała Łada opuszczając Roztocze wielokrotnie zmieniała swój bieg. Wskazują na to urywające się doliny Rakowej i Bukowej przy dolinie Białej Łady (ryc. 48). U schyłku glacjału rzeka opuszczając Roztocze koło Sokołówki płynęła na zachód do doliny Rakowej, wykorzystując współcześnie martwą dolinę wciętą w poziom piaszczysty. Obecnie leży ona 2 m wyżej od dna doliny Białej Łady. Poniżej krawędzi wąska dolina o większym spadku przeciągnęła Białą Ładę na południe. Koło Korytkowa Małego rzeka płynęła na SW do doliny Bukowej. Połączenie dolin zaznacza się na odcinku 1 km ścięciem pokrywy piaszczystej i rozwojem form denudacyjnych (mapa 3). Dolina Bukowej odbiega swym rozwojem od holoceńskich dolin erozyjnych. Naśladuje linie odpływu wód z okresu warta-wisła.

Obecnie dolina Białej Łady jest nieznacznie wcięta w stosunku do doliny Bukowej. Dział wodny między Bukową i Białą Ładą na odcinku dawnego połączenia dolin jest bardzo niski, co wskazuje na bardzo młode zmiany hydrograficzne. Podczas powodzi wody z doliny Białej Łady mogą być przerzucane do doliny Bukowej. Od południa energicznie wcinająca się dolina w równinę piaszczystą (3-8 m) przeciągnęła Białą Ładę do dorzecza Tanwi. Dział wodny między Bukową i Białą Ładą biegnie na długim odcinku w odległości kilkuset metrów od młodej, erozyjnie rozwijającej się doliny (Buraczyński 1984).

D o l i n a S o p o t u zaczyna się przy wewnętrznej krawędzi Roztocza. W strefie padołu Józefowa dolina wcina się w terasę nadzalewową. Jej dno jest wąskie 50-100 m, ograniczone krawędzią o wysokości 3-5 m. Koło Nowin dolina tworzy przełom, w korycie na ławicach skalnych kampanu tworzą się szypoty. Progi skalne o wysokości do 60 cm biegną w poprzek koryta o kierunku 290-310° (Chałubińska i in. 1954). Spadek dna w przełomie wynosi 7,3‰ (ryc. 49).

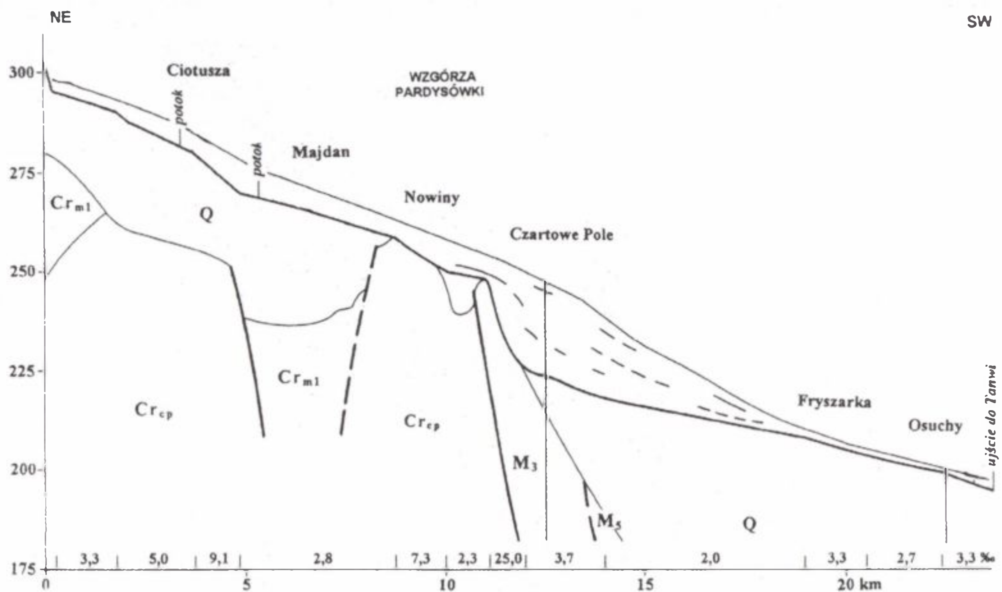
Koło Hamerni w XVIII w. na rzece istniała tama i jezioro. Poniżej krawędzi zewnętrznej zaczyna się przełom, dolina szybko wcina się w równinę proluwialną do 25 m (mapa 7). Piaszczyste zbocza doliny są strome do 40°, w dolnej części zbudowane z wapieni detrytycznych. W korycie występuje szesnaście nieregularnych progów o wysokości 0,5-1,0 m, utworzonych w skałach mioceńskich. Potok płynie

wąskim przełomem o dużym spadku dna 25‰. Charakterystyczną cechą przełomu są terasy erozyjne, wąskie półki wycięte w piaszczystych zboczach, wskazujące na etapy wcinania się meandrów (Buraczyński 1984, 1997). Terasa wyższa o wysokości 13-15 m obniża się do 8 m, terasa średnia w postaci wąskich półek – od 10 do 5 m, a niższa – od 4 do 2 m. W okresie atlantyckim rzeka o dużych meandrach podcinała zbocza, tworząc głębokie wcięcia amfiteatralne w zboczu doliny. Dwa kilometry poniżej przełomu spadek dna maleje do 2‰, a równina proluwialna taki spadek osiąga dopiero w odległości 6 km (Buraczyński 1984, 1997).



Ryc. 48. Zmiany biegu Białej Łady w strefie krawędziowej Roztocza (wg J. Buraczyńskiego 1984)

a - koło Kątów, stadiał główny; **b** - do doliny Rakowej, późny glacjał; i **c** - odpływ do doliny Bukowej, starszy holocen. Objaśnienia znaków jak na ryc. 39.



Ryc. 49. Profil podłużny dna i terasy nadzalewowej doliny Sopotu (wg J. Buraczyńskiego 1997)

Q - osady czwartorzędowe; $\mathbf{M}_5$ - iły, sarmat; $\mathbf{M}_3$ - wapienie, baden; $\mathbf{Cr}_{cp}$ - gezy, kampanu i $\mathbf{Cr}_{ml}$ - mastrychtu. Spadek dna doliny w ‰.

D o l i n a J e l e n i a zaczyna się przy wewnętrznej krawędzi we wsi Skwarki. W zatoce Suśca potok rozcina poziom piaszczysty na kilka metrów, tworząc wąską dolinę o stromych zboczach. Na linii wzgórz zewnętrznych (Nowiny-Rebizanty) występuje blok podłoża ścięty uskokiem doliny Tanwi (S. Kurkowski 1995a). W strefie tej dolina Jelenia utworzyła trzy duże zakola. Meandrujący potok na głębokości 10 m dotarł do gezy kampanu, co spowodowało boczną erozję. Po przecięciu szyjki powstały dwa wzgórza meandrowe (ryc. 50). Skrócenie koryta spowodowało intensywną erozję wgłębną i spadek 15‰. U wylotu pierwszego zawieszonego meandra rozwinął się wodospad o wysokości 1,5 m, a na początku drugiego 1 m próg skalny (Buraczyński 1984). W przełomie na odcinku 300 m występuje dziesięć szypotów o wysokości 30-50 cm. Azymut progów 310-335° nawiązuje do przebiegu krawędzi Roztocza (Chałubińska i in. 1954). Poniżej progów na prawym zboczu występuje terasa erozyjna, na której rozwija się torfowisko. Amfiteatralne podcięcie obejmuje źródlisko drenujące poziom kredowy, z licznymi wypływami zawieszonymi 2 m nad korytem Jelenia. Poniżej przełomu spadek dna wynosi 3,3‰, a dolina wcina się w podłoże piaszczyste ponad 15 m.



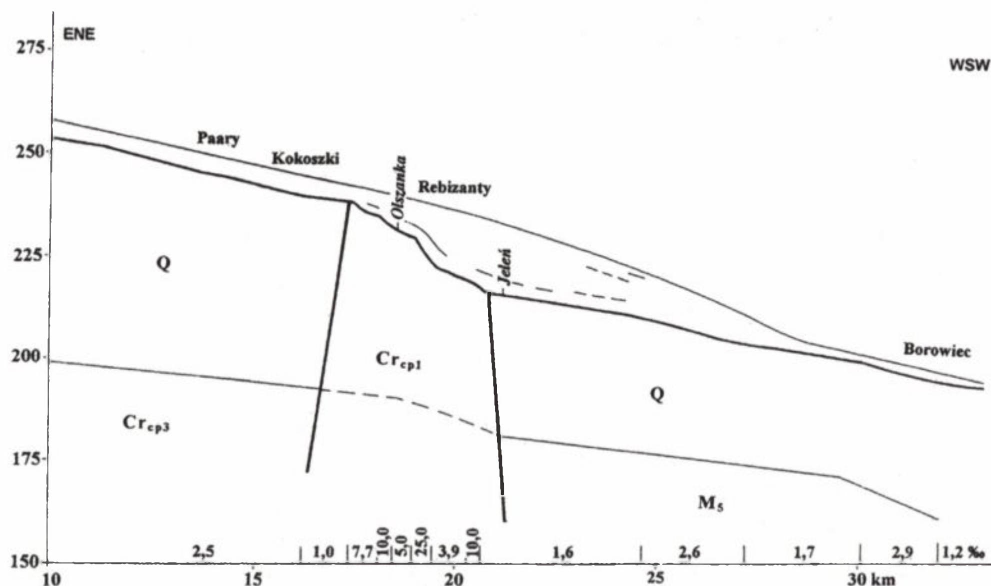
Ryc. 50. Przełom doliny Jelenia koło Suśca (wg J. Buraczyńskiego 2002).
1 - koryto z szypotami i źródła, **2** - terasa zalewowa, **3** – martwa dolina, meander wcięty, **4** - pagórki meandrowe, **5** - krawędzie terasy (10-20 m), **6** - wydmy, **7** - misy deflacyjne, **8** - równina piaszczysta. Poziomice co 1,25 m.

Współcześnie progi ulegają powolnym zmianom. Większe zmiany obserwuje się tylko w warunkach ekstremalnych. Koło Suśca, 17 lipca 1965 roku od godz. 11 do 14, intensywna ulewa spowodowała przerwanie tamy na stawie Morskie Oko. Gwałtowny wypływ wody utworzył falę powodziową w dolinie o przepływie kilkudziesięciu metrów sześciennych. Spowodowała ona zniszczenia w dolinie i cofnięcie się progu wodospadu o 1 m. Kocioł eworsyjny i koryto poniżej progu zostały zasypane gruzem kredowym i naniesionym piaskiem. Wcześniej wodospad miał wysokość 1,8 m z głębokim kotłem, a po powodzi obniżył się do 1,5 m.

D o l i n a T a n w i rozcina południowo-zachodni skłon Roztocza na linii Łukawica–Rebizanty (SE-NW). Prawe zbocze doliny Tanwi stanowi równocześnie

przedłużenie krawędzi wewnętrznej Roztocza. Dno doliny o szerokości do 1,5 km zajmuje terasa nadzalewowa o wysokości 3 m, którą rozcina współczesne dno o szerokości 200 m z korytem meandrującym (Buraczyński i in. 1992).

Koło Rebizantów rzeka opływa od zachodu garb krawędziowy i tworzy przełom. Dolina wcięła się do 10 m ze spadkiem dna 10‰, a przy krawędzi zewnętrznej pogłębiła się do 20 m ze spadkiem 5‰ (ryc. 51). W odcinku przełomowym występuje terasa erozyjna wyższa (10 m), wycięta w piaszczystym zboczu. Natrafiwszy na odporne podłoże skalne, rzeka meandrująca zaczęła poszerzać dolinę na boki. W skałach kredowych powstała terasa erozyjna niższa (4 m). Meandry wielkopromienne w głębokich podcięciach zboczy utworzyły starorzecza z torfem. W dolnej części doliny terasa erozyjna niższa (2 m) jest wycięta w piaskach.



Ryc. 51. Profil podłużny dna i terasy nadzalewowej i proluwialnej doliny Tanwi (wg J. Buraczyńskiego 1997)

Q - czwartorzęd, **M$_5$** - iły sarmatu, **Cr$_{m1}$** - opoki margliste, mastrycht dolny; **Cr$_{cp3}$** - gezy, kampan górny; **Cr$_{cp1}$** - gezy, kampan dolny. Spadek dna w ‰.

W korycie rzeki występują cztery serie szypotów. W trzeciej serii szypotów poniżej ujścia Olszanki, na odcinku 200 m występują 24 progi o orientacji 140-160°. Zależnie od grubości ławic skalnych ich wysokość wynosi 0,5-1,0 m.

Analiza morfologiczna doliny, rozmieszczenie dużych meandrów i podcięć zboczy umożliwia odtworzenie przebiegu koryta rzeki meandrującej. W fazie borealnej rozwinęła się terasa erozyjna z meandrowymi podcięciami zboczy. W fazie atlantyk-subboreał koryto wcięło się w podłoże skalne, skracając bieg rzeki (mapa 7). W odcinku przełomowym koryto jest prostolinijne, a poniżej występują małe meandry (Buraczyński 1984).

Antropogeniczne zmiany środowiska

W czasach historycznych zaznaczyły się kilkakrotne zmiany klimatu (Lamb 1985, Jędrysek i in. 1995). Pogorszenie się klimatu i silne wyjałowienie gleb wywołało wędrówkę ludów około 350 roku AD i kolejny regres gospodarczy (Ralska-Jasiewiczowa 1991). W latach 600-1000 AD klimat był chłodny. Następny okres 1000-1200 lat był bardzo chłodny z wysokimi opadami. Pesimum klimatyczne XI-XII w. wyróżniało się spadkiem temperatury o 2°C. W latach 1200-1550 nastąpiło ocieplenie, małe optimum klimatyczne ze średnią temperaturą roku do 9°C. Ze wzrostem opadów w latach 1550-1850 postępowała fala ochłodzenia obejmująca małą epokę lodową. Pod koniec XVII w. ochłodzenie osiągnęło minimum ze średnią temperaturę roku około 5°C. Następnie klimat był umiarkowanie ciepły (1850-1960). Obecnie zaznacza się ponownie faza postępującego ochłodzenia (Boryczka 1998).

W ciągu prawie całych pradziejów Roztocze stanowiło słabo zamieszkaną rubież graniczną współczesnych sobie jednostek kulturowych. Z wczesnego średniowiecza znanymi osadami były Sąsiadka z IX wieku oraz grody: Batorz, Sąsiadka i Szczebrzeszyn powstałe w XI wieku. Kolonizacja Roztocza Gorajskiego przypada na X-XI wiek. Osadnictwo wkraczało na Roztocze dolinami: Wieprza, Gorajca, Białej Łady i Poru (Gurba 1965). W tym okresie, w związku z nieznacznym zaludnieniem do 2 osób/km^2, pod uprawą mogło znajdować się zaledwie 10% powierzchni. Rozkwit rolnictwa przypada na XIV-XVI w., kiedy to gęstość zaludnienia wzrosła do 10 osób/km^2, a pod uprawą było już 30% powierzchni. Nastąpiła wtedy intensyfikacja upraw w wyniku przejścia od systemu dwupolowego do trójpolowego (Maruszczak 1988).

W suchych dolinach dorzecza Gorajca w spągu deluwiów stwierdzono pnie drzew tzw. „czarne dęby" (Jahn 1956, Buraczyński 1968). Datowanie metodą C^{14} na 870 lat BP (Śnieszko 1991) wskazuje, że pochodzą z około 1100 roku. Szybkie przykrycie grubą warstwą osadów świadczy o intensywnej erozji w wyniku

katastrofalnych ulew. Zdaniem Z. Śnieszki (1995) zasypanie dolin nastąpiło w ciągu kilkudziesięciu lat na przełomie XI/XII stulecia. W tym czasie stwierdzono duże natężenie katastrofalnych ulew w Europie Centralnej (Lamb 1977). Zwilgotnieniu klimatu w XI-XII w. odpowiada intensywna agradacja aluwiów w dolinach (Starkel 1983, Szumański 1983).

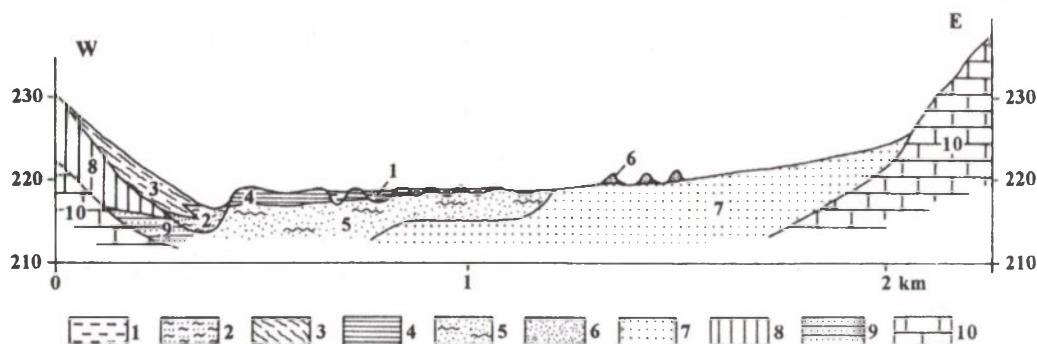
Stabilizacja dna suchych dolin i zakończenie procesów denudacji zboczy przypada na XIII-XV w. Wyznacza ją górna gleba kopalna powszechnie występująca na Roztoczu Gorajskim (mapa 2) w dolinach Hoszni Ordynackiej, Jędrzejówki, Komodzianki, Średniówki, Wólki Czernięckiej i Teodorówki (Jahn 1956). Kopalna gleba płowa w Teodorówce obejmuje 30 cm poziom A_1 o zawartości humusu 3,4%, 10 cm poziom A_2 oraz 120 cm poziom B brązowej gliny z konkrecjami Fe-Mn. Poziom C stanowią pyły rytmicznie warstwowane (2 m) o nachyleniu 2-5°, leżące na 3 m warstwie odwapnionego lessu. Glebę płową przykrywa 4 m warstwa gliny pylastej związaną ze wzmożoną denudacją spowodowaną rozwojem rolnictwa. W stropie osadów występuje współczesna gleba o zawartości humusu 1,5%.

Na Roztoczu Szczebrzeszyńskim w dolinie Wieprza powstały liczne wsie: Szczebrzeszyn (2 poł. XIII w.), Topólcza (1379), Wywłoczka (1497), Turzyniec (1564) i Kawęczyn (1565). Rozwój hut szkła i żelaza przyczynił się do znacznego wylesienia od XIV do XVI w. (Skowronek 1999, Buraczyński 2012). W związku z nasilającą się działalnością gospodarczą na Roztoczu Szczebrzeszyńskim rozwijały się intensywne procesy erozyjne od XIV w.

Szczegółowe badanie wąwozu *Jedliczny Dół* koło Turzyńca wskazuje na cykliczność występowania erozji wąwozowej. Rozcięcie suchej doliny wąwozem nastąpiło po wycięciu lasu w XIV w. Wskazuj na to wiek ^{14}C osadów leżących w spągu wąwozu 714±25 lat BP (1260 AD). W XV i XVI w. nastąpiło wypełnianie wąwozu głównego warstwą pyłów z warstewkami żwirów kredowych, materiałem pochodzącym z denudacji zboczy i erozji wąwozowej w górnej części zlewni. Na głębokości 1 m, węgielek datowano ^{14}C na 388±23 lat BP (1620 AD). Okres stabilizacji suchej doliny trwał do początku XIX w. W połowie tego wieku nastąpił ponowny rozwój wąwozu, wcinający się na głębokość 5 m (Schmitt i in. 2006).

W dolinie Wieprza osadzała się mada młodsza o miąższości 3-4 m (ryc. 52). Proces ten był szczególnie intensywny w obszarach lessowych, gdzie działalność antropogeniczna spowodowała rozwój erozji wąwozowej (Buraczyński 1977). Spowodowało to duże natężenie procesów erozyjnych. W efekcie tego w suchych dolinach osadziły się mułki o miąższości 2-4 m. Wzdłuż lewego zbocza doliny Wieprza, od Wywłoczki do Szczebrzeszyna, u wylotu suchych dolin powstały duże stożki napływowe, długości do 1 km i wysokości około 3 m. Wskazuje to na

intensywną erozję wąwozową. Wkroczenie stożków na dno doliny spowodowało zamaskowanie meandrów. Duży stożek koło Kawęczyna spowodował zwężenie terasy zalewowej do 200 m (mapa 2). Intensywna akumulacja materiału w dnie doliny przyczyniła się do rozwoju mady pylastej. Zdaniem A. Szumańskiego (1986) proces ten doprowadził do zaniku meandrowania i wcinania się koryta oraz ponownego rozwoju rzeki roztokowej.

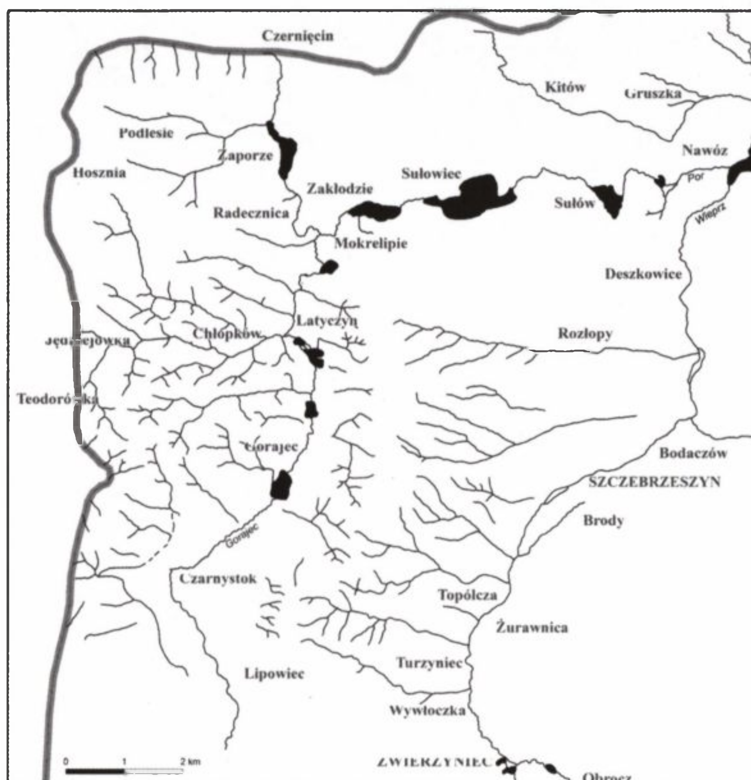


Ryc. 52. Przekrój przez dolinę Wieprza koło Turzyńca (wg J. Buraczyńskiego 1996a)
1 - namuły torfiaste, **2** - piaski i mułki, **3** - deluwia lessowe, **4** - mada, holocen; **5** - piaski i mułki, **6** - wydmy, **7** - piaski terasowe, **8** - less, **9** - less fluwialny, zlodowacenie wisły; **10** - opoki i margle, mastrycht.

Gospodarka człowieka przyczyniła się do wzrostu erozji gleb oraz rozwoju erozji wąwozowej. Sprzyjały temu szczególnie mokre lata, które wystąpiły w pierwszej połowie XIV w. (Lamb 1977). Wycinanie lasów i rozwój upraw rolnych w XIV-XVIII wieku spowodowały natężenie erozji oraz wzmożoną akumulację w suchych dolinach do 4-7 metrów (Buraczyński 1968, Śnieszko 1991). Dowodem na wystąpienie mokrych lat pod koniec XVIII w. są strumienie zaznaczone na mapie Galicji (Mieg 1779) w obecnie suchych dolinach lessowych. Natomiast w dolinach piaszczystych potoków nie oznaczono (ryc. 53). W latach 1850-1960 klimat był umiarkowanie ciepły.

Na początku XIX wieku nastąpiło duże ożywienie gospodarcze. Gęstość zaludnienia wynosiła wówczas 25 osób/km^2, powierzchnia użytkowanej ziemi wzrosła do 50%, tereny leśne zajmowały 30%, a łąki 10%. W rolnictwie nastąpiła intensyfikacja upraw związana z przejściem do ciągłej uprawy płodozmianowej. Gwałtownie rozpowszechniły się uprawy ziemniaków oraz buraków cukrowych i pastewnych (Maruszczak 1988). Nie mniej ważnym zdarzeniem było uwłaszczenie

chłopów w połowie XIX w., co spowodowało rozdrobnienie gospodarstw. Powstał charakterystyczny układ pól z wąskimi zagonami (10-20 m), długości kilku kilometrów (ryc. 54, 55).

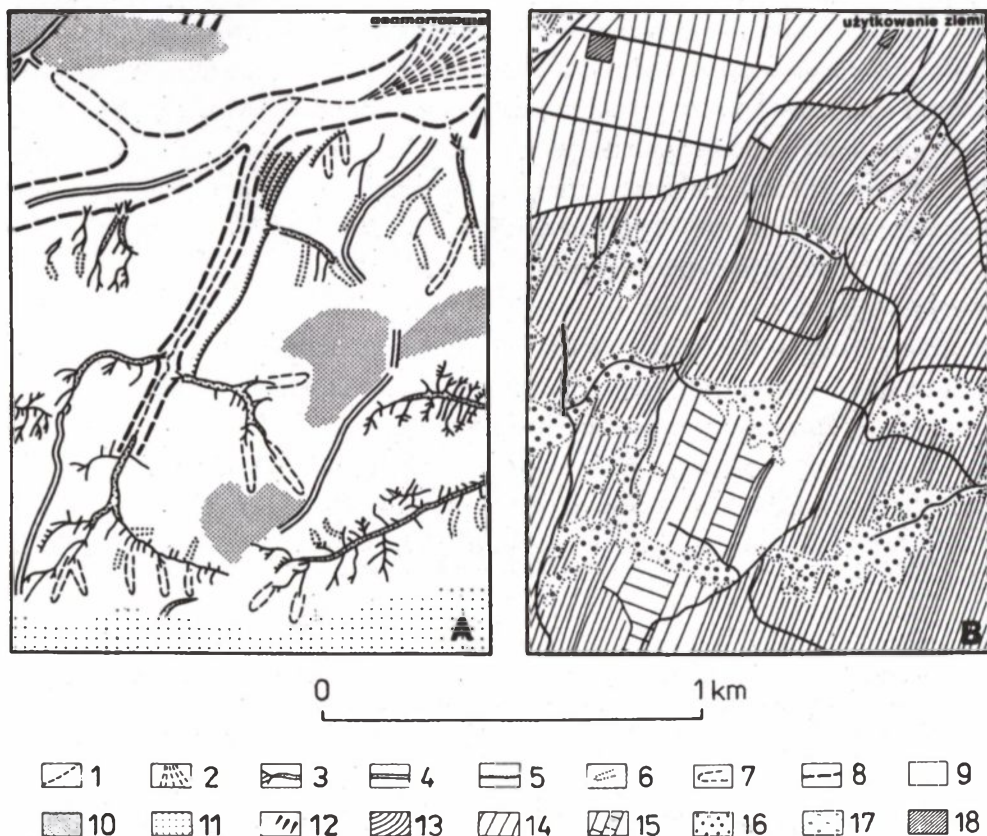


Ryc. 53. Sieć rzeczna na Roztoczu Szczebrzeszyńskim w XVIII w. (wg F. Miega 1779).

W czasach historycznych duży wpływ na procesy korytowe Wieprza miała budowa zbiorników na rzece. W Wywłoczce zbudowano młyn w XV w., a w Rudce w XVI w. (Skowronek 1996). Na początku XIX w. wykopano nowe koryto Wieprza długości 7 km, od Rudki do Topólczy (Buraczyński 2002). Poniżej zbiornika nowe koryto, prawie dwukrotnie krótsze, wcięło się w dno doliny, zwiększając spadek do 3,4‰. Między Rudką a Turzyńcem dno doliny pogłębiło się od 5 do 1,5 m i utworzyło niższą terasę zalewową o szerokości 100 m (ryc. 46). Poniżej Żurawnicy regulację koryta Wieprza wykonano w XX wieku, a odcięte meandry tworzą suche starorzecza.



Ryc. 54. Wstęgowy układ pól na północnym stoku Roztocza koło Turobina.
Zdjęcie lotnicze w skali 1:12 500.



Ryc. 55. Rzeźba powierzchni (A) i użytkowanie ziemi (B) na podstawie analizy zdjęcia lotniczego Roztocza koło Turobina (wg J. Buraczyńskiego 1989/90).

A: 1 - koryto wód okresowych, **2** - stożek napływowy, **3** - debra, wąwóz, parów, **4** - wąwóz drogowy, **5** - terasy polne, **6** - niecki zaorania, **7** - dolinki nieckowate, **8** - suche doliny. **9** - stoki, **10** - garby lessowe, **11** - wierzchowiny lessowe (290-300 m), **12** - północna krawędź Roztocza; **B: 13** - zagonowy układ pól z 1870 r., **14** - pola skomasowane w 1938 r., **15** - pola rozparcelowane w 1944 r., **16** - krzewy i drzewa w wąwozach, **17** - pastwisko „wygon", **18** - zagrody gospodarcze; linie ciągłe - drogi polne.

Procesy geomorfologiczne

Młode dolinki erozyjne. W obszarach wyżyn lessowych o dużych wysokościach względnych najbardziej charakterystyczną formą rzeźby są wąwozy (mapa 1, 2). Rozcinają one dna niecek i suchych dolin. Najważniejszymi procesami powodującymi rozwój wąwozów są: erozja linijna, eworsja i sufozja mechaniczna. Przeciętnie czoło wąwozu cofa się w ciągu roku do kilka decymetrów. Większemu cofaniu czoła towarzyszy pogłębianie górnego odcinka wąwozu i akumulacja w odcinku dolnym prowadząca do podnoszenia dna i rozwoju parowu. Intensywny rozwój wąwozów następuje na skutek gwałtownych roztopów oraz wielodniowych deszczy rozlewnych powodujących spływ linijny (Rodzik i in. 2008). Ogromny wpływ na rozwój wąwozów mają gwałtowne ulewy letnie, zdarzające się co kilkadziesiąt lat (Buraczyński, Wojtanowicz 1971; Rodzik i in. 1998). Wąwozy rozwijają się intensywnie na stromych stokach. Erodowany materiał akumuluje w dnach suchych dolin. Duża efektywność erozji wynika głównie z linijnego oddziaływania oraz przemieszczania materiału na znaczne odległości.

Wąwozy występują w różnym stadium rozwoju, od form młodych intensywnie rozwijających się (debra, wąwóz) do form dojrzałych i utrwalonych (parów). Na Roztoczu Gorajskim i Szczebrzeszyńskim wąwozy tworzą silnie rozgałęzione systemy, w których forma główna osiąga długość kilku, a nawet kilkunastu kilometrów. Ich głębokość wynosi od kilku do 15 metrów, a zbocza są strome 30-50°, miejscami obrywiste. Szerokość dna waha się od 1 do 20 m, w zależności od przewagi erozji lub akumulacji. Formy erozyjne mają niewyrównany profil podłużny, z licznymi załamaniami i progami. Wąwozy tworzą sieć o średniej gęstości 2,1 km/km^2, z maksimum 8,7 km/km^2 koło Branwi i Komodzianki oraz 10,5 km/km^2 koło Szczebrzeszyna. Ponad 22% powierzchni jest zagrożona silną erozją, o wskaźniku gęstości rozcięcia ponad 3 km/km^2 (Buraczyński 1977, 1989/90). Charakterystyczną formą antropogeniczną są wąwozy drogowe.

W silnie urzeźbionych wyżynach lessowych formy antropogeniczne są spowodowane działalnością rolniczą. Wiele dróg polnych poprowadzonych na stromym stoku tworzy wąwozy drogowe długości około 500 m i głębokości 2-4 m. Na stromych zboczach z układem pól w poprzek stoku utworzyły się terasy polne o wysokości 1-2 m.

Na mapie geomorfologicznej młode dolinki erozyjne oznaczono sygnaturą obejmującą formy w różnym stadium rozwoju: debra-wąwóz-parów (mapa 1, 2, 5, 6). Formy te można wyróżnić tylko na podstawie szczegółowego kartowania terenowego (Buraczyński 1965). Młode dolinki erozyjne: debra i wąwóz występują



Ryc. 56. Mapa gomorfologiczna Polski, arkusz Turobin, 1:50 000 (wg J. Buraczyńskiego 1965, rękopis)

głównie w górnym odcinku. W środkowym i dolnym odcinku młode dolinki rozcinające dna suchych dolin wykazują dużą zmienność form – wąwóz-parów. W odcinkach z przewagą akumulacji następuje stabilizacja dna i zboczy reprezentowana przez parowy. Przykładem tego jest mapa oparta o kartowanie terenowe (ryc. 56).

Procesy stokowe. Procesy erozji wodnej w obszarach użytkowanych rolniczo obejmują spłukiwanie rozproszone i zmyw powierzchniowy. Procesy zmywu powierzchniowego odgrywają największą rolę w modelowaniu użytkowanych rolniczo stoków lessowych o dużych deniwelacjach i nachyleniu. Wywołują je intensywne roztopy i większe opady. Widocznym efektem spłukiwania rozproszonego na stoku są wąskie bruzdy erozyjne. W dolnej części stoku przechodzą one w szerokie epizodyczne koryta. W dnach niecek i suchych dolin tworzą koryta strumieni epizodycznych. Osadzanie materiału zachodzi u podnóża stoku i w dnach niecek i suchych dolin. Powstałe efemeryczne formy rzeźby, wyrównywane są przez zabiegi agrotechniczne (Rodzik i in. 2008).

Zmiany w rzeźbie oraz pokrycie terenu związane z rolniczą działalnością człowieka mogą powodować rozwój procesów rzeźbotwórczych o wyjątkowo dużym natężeniu. Brak zwartej szaty roślinnej i spulchnienie gleby znacznie przyśpiesza spływ, dzięki temu spłukiwanie zwielokrotnia (Rodzik i in. 1998).

Zagłębienia bezodpływowe. Dla obszarów lessowych charakterystyczne są procesy określane jako „kras lessowy lub zjawiska suffozyjne". Są one związane z destrukcyjnym działaniem wód infiltrujących w głąb profilu lessowego, powodujących ługowanie $CaCO_3$ we współdziałaniu z sufozją mechaniczną (Maruszczak 1954, Buraczyński 1968). Efektem tego są miseczkowate zagłębienia na lessowych wierzchowinach o przeciętnej średnicy kilkunastu, maksymalnie do kilkudziesięciu metrów i głębokość do 1,5-2,5 m. Zagłębienia bezodpływowe powszechnie występują na wierzchowinach lessowych i spłaszczeniach stokowych. Na mapie topograficznej zaznaczone są tylko formy większe. Na podstawie badań terenowych stwierdzono miejscami duże zagęszczenie form małych (ryc. 56).

PODSUMOWANIE

Współczesna rzeźba badanego obszaru jest wynikiem zmian tektonicznych i klimatycznych. Ostatni nacisk fałdujących się Karpat spowodował ożywienie uskoków i utworzenie wału metakarpackiego oraz wydźwignięcie Roztocza jako struktury zrębowej.

W pliocenie pod wpływem procesów denudacyjnych utworzyły się dwa poziomy zrównań. Działalność tektoniczna w górnym pliocenie spowodowała pocięcie garbu na szereg bloków. Garb Roztocza wyznaczyły progi denudacyjne o założeniach tektonicznych, które następnie zostały złagodzone i częściowo przykryte utworami pokrywowymi w plejstocenie. W Kotlinie Sandomierskiej utworzonej w miocenie, rzeźba plioceńsko-czwartorzędowa została zakonserwowana przez procesy fluwialne i peryglacjalne. Zlodowacenie Sanu 2 objęło Roztocze i Kotlinę Sandomierską. Z Roztocza osady glacjalne zostały usunięte przez procesy denudacyjno-erozyjne w interglacjale mazowieckim, a w Kotlinie Sandomierskiej utworzyły wysoczyzny morenowe. Zlodowacenie odry lobem wisły sięgnęło po krawędź Roztocza Gorajskiego. Jego zasięg wyznaczają moreny, ozy i kemy, a w sąsiadującej Kotlinie Sandomierskiej piaski wodnolodowcowe.

Ostatni cykl glacjalny miał znaczny wpływ na rzeźbę. Rozwinęły się pokrywy peryglacjalne (lessy i piaski). Na garbach lessowych pokrywających wierzchowiny Roztocza Gorajskiego, Szczebrzeszyńskiego i częściowo Tomaszowskiego rozwinęła się rzeźba lessowa. W pozostałej części Roztocza doliny rzeczne i suche doliny zostały zasypane kilkunastometrową warstwą piasku, które utworzyły terasę nadzalewową. Na przedpolu Roztocza, w Kotlinie Sandomierskiej powstała piaszczysta równina proluwialna. W późnym glacjale na równinie piaszczystej i terasie nadzalewowej rozwinęła się rzeźba eoliczna. Młodszy dryas jest świadectwem, że w okresie kilkuset lat mogą nastąpić wielkie przeobrażenia paleogeograficzne.

W holocenie rozwijały się procesy fluwialne erozyjno-akumulacyjne. Pod wpływem gospodarki człowieka nastąpił wzrost procesów antropogenicznych. Przejawem tego jest erozja gleb, rozwój erozji wąwozowej oraz wzmożona akumulacja w dolinach.

Rzeźba badanego obszaru jest rzeźbą poligeniczną, rezultatem nakładania form nowych na stare, najpierw erozyjnych na tektoniczne (pliocen), potem akumulacyjnych na erozyjne i na odwrót (czwartorzęd). Jest ona rezultatem przystosowywania istniejącej rzeźby do zmieniającego się środowiska geograficznego.

Zakład Geografii Regionalnej UMCS
w Lublinie

Lublin, listopad 2012 r.

Południowa krawędź Roztocza koło Tereszpola (fot. W. Margielewski).

Lasowa Góra i Hodarówka ostańce koło Tereszpola (fot. W. Margielewski).

. Ostaniec Piekiełko ze skałkami badeńskimi, Stanisławów (fot. W. Margielewski).

Wał Huty Różanieckiej zbudowany z wapieni badeńkich (fot. W. Margielewski).

Wąwóz uaktywniony po ulewie, Kosobudy (fot. J. Rodzik).

Głębocznica rozcinająca zbocze lessowe, Kawęczyn (fot. J. Rodzik).

Torfowisko śródwydmowe, Hameria (fot. W. Margielewski).

Głaz narzutowy, granit z moreny zlodowacenia sanu 2, Biłgoraj (fot. J. Buraczyński).

Przełom doliny Tanwi koło Rebizantów (fot. K. Buraczyńska).

Przełom doliny Sopotu, Hamernia (fot. K. Buraczyńska).

Dolina Sopotu z szypotami, Hamernia (fot. K. Buraczyńska).

Dolina Wieprza, naturalne koryto meandrujące, Guciów (fot. Stępniewski).

Dolina Łówczy rozcinająca krawędź Roztocza (fot. J. Buraczyński).

Dolina asymetryczna z okresowym potokiem na wiosnę, Zagrody (fot. J. Buraczyński).

Sucha dolina na północnej krawędi Roztocza, wstęgowy układ pól z terasami polnymi, Tarnawa (fot. J. Rodzik).

Sucha dolina rozcinająca stok wierzchowiny, Sochy (fot. J. Rodzik).

LITERATURA

Areń B., 1962: *Miocen Roztocza między Sanną i Tanwią.* Prace Inst. Geol., 30, 3: 5-86.

Areń B., 1992: *Taxodioxylon sequoianum Gothan.* Przegl. Geol. 12: 743.

Baumgart-Kotarba M., Buraczyński J., Gilewska S., i in., 1968: *Zróżnicowanie i etapy rozwoju rzeźby Południowej Polski na szczegółowych mapach geomorfologicznych.* Przegląd Geogr., 40, 2. Warszawa: 265-270.

Bałaga K., 1992: *Ekspertyza palinologiczna profilu Tarnawatka.* (Szegółowa Mapa Geologiczna Polski, arkusz Komarów 895). Arch. Państw. Inst. Geol.

Bałaga K., 1998: *Postglacial vegetational changes in the Middle Roztocze.* Acta Paleobot., 38, 1: 175-192.

Bałaga K., 2008: *Historia szaty roślinnej Roztocza Środkowego w ostatnich 12 000 lat.* W: Roztocze region pogranicza przyrodniczo-kulturalnego. R. Reszel, T. Grabowski (red.). Zwierzyniec: 63-74.

Baraniecka M.D., 1975: *Fazy tektoniczne w czwartorzędzie w środkowej części Niżu Polskiego.* I Krajowe Sympozjum: Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce. 1. Wyd. Geol.: 197-206.

Boryczka J., 1998: *Zmiany klimatu ziemi.* Wyd. Akad. Dialog. Warszawa: 400 s.

Brzezińska M., 1959: *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, Biłgoraj (M-34-58-A).* Inst. Geologiczny.

Brzezińska-Wójcik T., 1997: *Aktywność tektoniczna w strefie krawędziowej Roztocza Tomaszowskiego w świetle wskaźników morfometrycznych.* Annales UMCS, B, 52: 57-75.

Brzezińska-Wójcik T., 1999: *Aktywność tektoniczna północno-wschodniej krawędzi Roztocza Tomaszowskiego w świetle wskaźników morfometrycznych.* Przegl. Geol. 9, 1: 840-845.

Brzezińska-Wójcik T., 2013: *Morfotektonika annopolsko-lwowskiego segmentu pasa wyżynnego w świetle analizy cyfrowego modelu wysokościowego (DEM) oraz wartości wskaźników morfometrycznych.* Wyd. UMCS, Lublin:

Brzezińska-Wójcik T., Miłkowska D., Tucki A., 2002: *Wpływ neotektoniki na rozwój rzeźby w dorzeczu Gorajca.* Annales UMCS, B, 48: 45-57.

Buraczyński J., 1955: *Morfologia dorzecza Szumu.* Archiwum Zakładu Geografii Fizycznej UMCS. Lublin.

Buraczyński J., 1961: *Les vallées de loess du Roztocze Occidental.* Annales UMCS, B, 15: 155-172.

Buraczyński J., 1965: *Mapa geomorfologiczna Polski, arkusz Turobin (M-34-46-C), 1:50 000.* rękopis.

Buraczyński J., 1967: *Zarys geomorfologii Roztocza Zachodniego.* Annales UMCS, B, 22: 77-123.

Buraczyński J., 1968: *Typy dolin Roztocza Zachodniego.* Annales UMCS, B, 23: 47-86.

Buraczyński J., 1974a: *Zarys geomorfologii Roztocza Rawskiego.* Annales UMCS, s. B, 29: 47-76.

Buraczyński J., 1974b: *Charakterystyka morfologiczna Roztocza w okolicy Lipowca.* Przewodnik XII Ogólnopolskiego Zjazdu PTG, Lublin: 160-168.

Buraczyński J., 1977: *Natężenie erozji wąwozowej i erozji gleb na Roztoczu Gorajskim.* Zeszyty Probl. Post. Nauk Roln., 193, Warszawa: 91-99.

Buraczyński J., 1980/81: *Development of valleys in the escarpment zone of the Roztocze.* Annales UMCS, B, 35/36: 81-102.

Buraczyński J., 1986: *Zasięg lądolodu odry (Saalian) we wschodniej Polsce.* Przegl. Geol. 34, 12: 684-689.

Buraczyński J., 1988: *Mapa geomorfologiczna Polski 1:50 000, arkusz Świerże.* UMCS Lublin.: 20 s. + mapa.

Buraczyński J., 1989: *Mapa geomorfologiczna Polski 1:50 000, arkusz Sawin.* UMCS Lublin: 20 s. + mapa.

Buraczyński J., 1989/90: *Rozwój wąwozów na Roztoczu Gorajskim w ostatnim tysiącleciu.* Annales UMCS, B, 44/45: 95-104.

Buraczyński J., 1990: *Polish geomorphological maps.* Z. Geomorph. N.F. Suppl. 80, Berlin: 25-30.

Buraczyński J., 1991: *Rzeźba eoliczna. Kotlina Sandomierska – Roztocze, skala1:100 000.* Inst. N o Z, UMCS, Lublin: 70 x 100 cm.

Buraczyński J., 1993a: *Regiony geomorfologiczne Roztocza.* Annales UMCS, B, 48: 59-73.

Buraczyński J., 1993b: *Rola neotektoniki w ewolucji dolin rzecznych strefy krawędziowej Roztocza koło Frampola.* W: Tektonika Roztocza i jej aspekty sedymentologiczne, hydrogeologiczne i geomorfologiczno-krajobrazowe. UMCS. Lublin: 56-65.

Buraczyński J., 1994a: *Rola procesów eolicznych w rozwoju pokryw piaszczystych na Roztoczu Tomaszowskim.* W: Vistuliańsko-holoceńskie zjawiska i formy eoliczne. Stow. Geomorf. Polskich, Poznań: 13-23.

Buraczyński J., 1994b: *Zmienność procesów eolicznych na Roztoczu i w Kotlinie Sandomierskiej podczas piętra wisły.* Annales UMCS, B, 49: 51-79.

Buraczyński J., 1996 a: *Ewolucja doliny górnego Wieprza na Roztoczu w piętrach wisły i holocenu.* Annales UMCS, B, 51: 117-139.

Buraczyński J., 1996 b: *Wpływ rzeźby na rozwój wydm na Roztoczu.* (w) Współczesne oraz kopalne zjawiska i formy eoliczne. T. Szczypek, J.M. Waga (red.). WNoZ UŚ, Sosnowiec: 28-38.

Buraczyński J., 1997: *Roztocze. Budowa, rzeźba, krajobraz.* UMCS, Lublin: 189 s.

Buraczyński J., 1998a: *Development of eolian processes during the Pleni- and Late Vistulian in the southeastern Poland.* Biul. Perygl. 37, Łódź: 7-17.

Buraczyński J., 1998b: *Mapa geomorfologiczna Roztoczańskiego Parku Narodowego, 1:25 000.* w: Operat ochrony zasobów i waloryzacji przyrody nieożywionej Planu ochrony Roztoczańskiego Parku Narodowego. Lublin, 1-34 + mapa.

Buraczyński J. (red.), 2002: *Roztocze. Środowisko przyrodnicze.* Wydawnictwo Lubelskie. Lublin 341s.

Buraczyński J., 2008, 2011: *Roztocze. Dzieje osadnictwa.* Lublin 654 s.

Buraczyński J., 2011: *Mapa geomorfologiczna „Kamienny Las" skala 1:25 000.* w: Krąpiec M., i in., Geopark „Kamienny Las". AGH, Wydz. Geol., Geofiz. i Ochr. Środowiska. Kraków: 297 s., zał. mapa. http://kamiennylas.pl/ plytka/ Tekst.pdf

Buraczyński J., Brzezińska-Wójcik T., Superson J., 2002: *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Tomaszów Lubelski (928),* Państw. Inst. Geologiczny, Warszawa.

Buraczyński J., Brzezińska-Wójcik T., Superson J., 1992: *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, Tomaszów Lubelski (M-34-59-D)*, Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Buraczyński J., Butrym J., 1989: *The Vistulian development of a sandy plain in the Sandomierz Basin.* Quaest. Geogr., Spec. issue, 2: 17-30.

Buraczyński J., Butrym J., Brzezińska T., 1991: *Czwartorzęd strefy krawędziowej Roztocza Gorajskiego.* UAM ser. Geogr., 50: 389-400.

Buraczyński J., Butrym J., Wojtanowicz J., 1986: *„Interglacjał lubelski" w Polichnie na Wyżynie Lubelskiej.* Annales UMCS, B, 37 (1982), Lublin: 43-60.

Buraczyński J., Cieśliński S., Siemiątkowski J., 1998: *Piaskowce żelaziste koło Annowa w strefie północnej krawędzi Roztocza Gorajskiego.* Przegl. Geol. 46, 9: 865-867.

Buraczyński J., Krzowski Z., 1994: *Middle Eocene in the Sołokija graben on Roztocze Upland.* Kwart. Geol. 38, 4: 739-758.

Buraczyński J., Rzechowski J., 1998: *Eocen Roztocza.* W: Budowa geologiczna Roztocza. 69 Zjazd Naukowy P.T.G. Krasnobród, 23-26 września 1998: 51-61.

Buraczyński J., Rzechowski J., 2007a: *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Lubycza Królewska (929).* Państw. Inst. Geologiczny, Warszawa.

Buraczyński J., Rzechowski J., 2007b: *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, Lubycza Królewska (M-34-60-C).* Państw. Inst. Geologiczny, Warszawa.

Buraczyński J., Superson J., 1992: *Eskers and kames of Hrubieszów Basin (Lublin Upland).* Geological Quarterly, 36, 3, p.361-374.

Buraczyński J., Superson J., 1994a: *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Komarów (895)*, Państw. Inst. Geologiczny, Warszawa.

Buraczyński J., Superson J., 1994b: *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 00, Komarów (M-34-59-B)*, Państw. Inst. Geologiczny, Warszawa.

Buraczyński J., Superson J., 1996a: *Litologia osadów preglacjalnych kotliny Narola (Roztocze Rawskie).* W: Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych, A. Kostrzewski (red.). Geografia. Wyd. Nauk. UAM, Poznań: 39-45.

Buraczyński J., Superson J., 1996b: *Litologia utworów mezo- i neoplejstoceńskich w dolinach górnego Wieprza i górnej Sołokiji (Roztocze Tomaszowskie).* W: Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych, A. Kostrzewski (red.). Geografia. Wyd. Nauk. UAM, Poznań: 47-57.

Buraczyński J., Superson J., 1998: *Osady glacjalne i glacifluwialne ze zlodowacenia odry w zachodniej części Roztocza Gorajskiego.* w: 49 Zjazd Naukowy Pol. Tow. Geol. Konferencje Terenowe. Lublin: 155-163.

Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1971: *Rozwój wąwozów lessowych w okolicy Dzierzkowic na Wyżynie Lubelskiej pod wpływem gwałtownej ulewy w czerwcu 1969 roku.* Annales UMCS, B, 26: 135-168.

Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1973 - Nowe profile lessowe Grzędy Sokalskiej. Annales UMCS, B, 28:1-37.

Chałubińska A., Kęsik A., Maruszczak H., Wilgat T., 1954: *Przewodnik wycieczki na Roztocze.* Przewodnik V Ogólnopolski Zjazdu PTG. Lublin: 87-124.

Chiżniakow J.W., Żelichowski A.M., 1974: *Zarys tektoniki obszaru lubelsko-lwowskiego.* Kwart. Geol., 18, 4: 707-718.

Cieśliński S., Rzechowski J., 1993: *Mapa geologiczna podłoża czwartorzędu Roztocza między Tomaszowem Lubelskim a Hrebennem.* W: Tektonika Roztocza i jej aspekty sedymentologiczne, hydrogeologiczne i geomorfologiczno-krajobrazowe. UMCS, Lublin.

Cieśliński S., Wyrwicka K., 1970: *Kreda obszaru lubelskiego.* W: Przewodnik 42 Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Lublinie. Inst. Geol. Warszawa: 56-74.

Dolecki L., Harasimiuk M., Wojtanowicz J., 1994: *Stratygrafia utworów glacjalnych środkowego i górnego plejstocenu Polski południowo-wschodniej.* Annales UMCS, B, 49: 19-32.

Dylik J., 1953: *O peryglacjalnym charakterze rzeźby środkowej Polski.* Acta Geogr. Univ. Lodz., 4: 109 s.

Dylik J., 1967: *Główne elementy paleogeografii młodszego plejstocenu Polski Środkowej.* W: R. Galon, J. Dylik (red.) Czwartorzęd Polski. PWN, Warszawa: 311-352.

Gawrysiak L., 2007: *Mapa plastyczna Roztocza, 1:500 000.* W: J. Buraczyński - Roztocze, dzieje osadnictwa. Lublin 2008.

Gawrysiak L., Zagórski P., 1998a: *Litologia i stratygrafia osadów vistuliańskich i holoceńskich budujących dno suchej doliny w rejonie Bondyrza (Roztocze Tomaszowskie).* Główne kierunki badań geomorfologicznych w Polsce, stan aktualny i perspektywy. IV Zjazd Geomorfologów Polskich. UMCS, Lublin: 125-132.

Gawrysiak L., Zagórski P., 1998b: *Stages of erosion-denudation valley development in Late Glacial and Holocene with the dry valley in the Bondyrz region (Tomaszów Roztocze) as an exemple.* Biul. Perygl., 37: 69-79.

Gaździcka E., 1994: *Middle Eocene calcareous nannofossils from the Roztocze region (SE Poland) - their biostratigraphic and palaeogeographic significance.* Geol. Quart., 38, 4: 727-238.

Gilewska S., 1991: *Rozwój środkowej Polski w trzeciorzędzie.* W: Geografia Polski, środowisko przyrodnicze, L. Starkel (red.). PWN: 37-67.

Goździk J., 1981: *Les changements de processus eoliens dans la Pologne Centrale au cours du Vistulian (Wurm).* Recherches Geogr. Strasbourg, 16-17:115-120.

Goździk J., 1991: *Sedimentological record of eolian processes from the Upper Plenivistulian.* Z. Geomorph. N.F. Suppl. 90: 51-60.

Goździk J., 1994: *Etudes des fentes de gel en Pologne Centrale.* Biul. Perygl. 33: 49-78.

Grabowska I., 1992: *Wyniki analizy sporowo-pyłkowej i fitoplanktonowej z profilu Łaszczówka 3A.* Wyniki badań analitycznych do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, arkusz Tomaszów Lubelski 928. Arch. PIG, Warszawa.

Gurba J., 1965: *Z problematyki osadnictwa wczesnośredniowiecznego na Wyżynie Lubelskiej.* Annales UMCS, F, 20: 45-58.

Gurba J., Libera J., 2011: *W pradziejach.* w: J. Buraczyński, Roztocze, dzieje osadnictwa. Lublin: 37-73.

Harasimiuk M., 1980: *Rzeźba strukturalna Wyżyny Lubelskiej i Roztocza.* UMCS, Lublin: 136 s.

Harasimiuk M., Szwajgier W., 1985: *Section of fluvial loesses at Łatyczów in the Wieprz Valley.* W: Guide-Book of the International Symposium: Problems of the stratigraphy and paleogeography of loesses. Poland 6th- 10th September 1985, Lublin: 138-147.

Heflik W., 1996 - Badania skrzemieniałych pni drzewnych Roztocza. Prace Muzeum Ziemi, 44: 127-130.

Instrukcja w sprawie opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000. Wyd. Geol., Warszawa 1977.

Jahn A., 1956 - *Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd.* Prace Geogr. IG PAN, 7.

Janczyk-Kopikowa Z., 1991a: *Problemy palinostratygrafii glacjalnego plejstocenu Polski z uwzględnieniem wyników analizy pyłkowej.* Annales UMCS, B, 46, Supl.: 1-26.

Janczyk-Kopikowa Z., 1991b: *The Ferdynandów Interglacial in Poland.* Geol. Quart., 35:71-80.

Janczyk-Kopikowa Z., 1996: *Ciepłe okresy w mezoplejstocenie północno-wschodniej Polski.* Biul. PIG, 373: 49-66.

Jaroszewski W., 1977: *Sedymentacyjne przejawy mioceńskiej ruchliwości tektonicznej na Roztoczu Środkowym.* Przegl. Geol., 39: 413-427.

Jaroszewski W., Piątkowska A., 1988: *O naturze niektórych lineamentów (na przykładzie Roztocza).* Annales Soc. Geol. Polon., 58: 423-443.

Jersak J., 1973: *Litologia i stratygrafia lessu wyżyn południowej Polski.* Acta Geogr. Lodz., 32: 3-139.

Jersak J., 1977: *Cyclic development of the less cover in Poland.* Biul. IG, 305. Warszawa: 83-96.

Jersak J. (red.), 1991: *Osady rzeczne fazy pełni piętra zimnego Wisły w dolinie Wieprza między Szczebrzeszynem a Łańcuchowem. w:* Less i osady dolinne. Pr. Nauk. UŚl., 1107: 52-92.

Jersak J., Sendobry K., Śnieszko Z., 1992: *Postwarciańska ewolucja wyżyn lessowych w Polsce.* Pr. Nauk. UŚl., 1227: 196 s.

Kasiński J., Piwocki M., Tołkanowicz S., 1993: *Upper Paleocene facies setting in northeast Poland ant its control of amber distribution.* 2-nd Baltic Conference Vilnius Abstracts 39.

Klatkowa H., 1965: *Niecki i doliny denudacyjne w okolicy Łodzi.* Acta Geogr. Lodz. 19.

Klimaszewski M., 1953: *Zagadnienie zdjęcia geomorfologicznego Polski.* Przegl. Geogr. 25

Klimaszewski M., 1956: *The principles of the geomorphological survey of Poland.* Przegl. Geogr. 28, suppl.

Klimaszewski M., 1958: *Rozwój geomorfologiczny terytorium Polski w okresie przedczwartorzędowym.* Przegl. Geogr., 30: 1-43.

Klimaszewski M., 1963: *Landforms list and signs used in the detailed geomorphological map.* Geogr. Studies 46.

Klimaszewski M., 1968: *Problems of the detailed geomorphological map.* Folia Geographica 2. Kraków.

Kłusek M., 2006: *Mioceńskie drewno z Roztocza.* Kwartalnik AGH. Geologia 30, 1:23-31.

Kolstrup E., 1980: *Climate and stratigraphy in northwestern Europe between 30 000 BP and 13 000 BP, with special reference to the Netherlands.* Med. rijks geol. dienst. 32, 15: 181-253.

Kowalski W.C., Liszkowski J., 1972: *Współczesne pionowe ruchy skorupy ziemskiej w Polsce na tle jej budowy geologicznej.* Biuletyn Geol. UW, 14: 5-19.

Kozarski S., 1991: *Paleogeografia Polski w vistulianie.* W: Geografia Polski, środowisko przyrodnicze, L. Starkel (red.). PWN, Warszawa : 80-105.

Krassowska A., 1976 - Kreda między Zamościem, Tomaszowem Lubelskim a Kryłowem. Inst. Geol. Biul., 291: 51-101.

Krąpiec M., Jankowski L., Margielewski W., Buraczyński J., i in., 2011: *Geopark Kamienny Las na Roztoczu.* AGH, Wydz. Geologii, Geofizyki i Ochrony Środ. Kraków. http://kamiennylas.pl/plytka/Tekst.pdf

Kruk J., Milisauskas S., Alexandrowicz S.W., Śnieszko Z., 1996: *Osadnictwo i zmiany środowiska naturalnego wyżyn lessowych. Studium archeologiczne i paleogeograficzne nad neolitem w dorzeczu Nidzicy.* Inst. Arch. I Etnol. PAN. Kraków.

Krzywiec P., 1997 - *Large-scale tecto-sedimentary Middle Miocene history of the central and eastern Polish Carpathian Foredeep Basin – results of seismic data interpretation.* Przegl. Geol., 45, 10/2: 1039-1053.

Krzywiec P., Jochym P., 1997: *Charakterystyka mioceńskiej strefy subdukcji Karpat Polskich na podstawie wyników modelowań ugięcia litosfery.* Przegl. Geol., 45, 8: 785-792.

Kurkowski S., 1993: *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, Krasnobród (M-34-59-A),* Państw. Inst. Geologiczny, Warszawa.

Kurkowski S., 1994: *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Krasnobród (894),* Państw. Inst. Geologiczny, Warszawa.

Kurkowski S., 1995a: *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Józefów (927),* Państw. Inst. Geologiczny, Warszawa.

Kurkowski S., 1995b: *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, Józefów (M-34-59-C),* Państw. Inst. Geologiczny, Warszawa.

Kwapisz B., 1997: *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, Józefów (M-34-58-D).* Państw. Inst. Geologiczny, Warszawa.

Kwapisz B., 1998: *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Aleksandrów (926).* Państw. Inst. Geologiczny, Warszawa.

Kwapisz B., Popielski W., 1999: *Próba rekonstrukcji paleogeografii sieci dolinnej na terenie Płaskowyżu Tarnogrodzkiego i Równiny Biłgorajskiej na tle rzeźby stropu miocenu.* VI Konferencja stratygrafii plejstocenu Polski. PIG, Kraków: 31-37.

Laskowska-Wysoczańska W., 1979: *Czwartorzędowe ruchy pionowe brzeżnej strefy zapadliska przedkarpackiego u podnóża Roztocza.* Przegl. Geol., 27, 6: 318-321.

Laskowska-Wysoczańska W., 1981: *Czwartorzędowe ruchy pionowe środkowej i wschodniej części Kotliny Sandomierskiej.* W: Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce. Materiały pokonferencyjne III Krajowego Sympozjum. Ossolineum, Wrocław: 207-220.

Laskowska-Wysoczańska W., 1984: *Z badań nad zasięgiem zlodowacenia środkowopolskiego we wschodniej części Kotliny Sandomierskiej.* W: Zlodowacenie środkowopolskie na wyżynach środkowopolskich i terenach przyległych. Przewodnik konferencji. Sosnowiec, 19-23 wrzesień 1984. UŚL, Sosnowiec: 19-23.

Laskowska-Wysoczańska W., 1992: *Typy i wiek kopalnych zbiorników wodnych wschodniej części Kotliny Sandomierskiej.* Studia Geolog. Polonica 99: 93-104.

Liszkowski J., 1975: *Wpływ obciążenia lądolodem na plejstoceńską i współczesną dynamikę litosfery na obszarze Polski.* I Krajowe Sympozjum: Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce, 1. Wyd. Geol.: 255-277.

Łanczont M., 1997: *Profile of the Quaternary deposits at Siedliska (Foreland of the Przemyśl Carpathians) and its paleogeographical aspect.* Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan. 31: 5-29.

Łanczont M., Wojtanowicz J., Kusiak J., 1998: *Litologia i stratygrafia lessu w profilu Błażek (Roztocze Zachodnie).* Przegl. Geol.9, 1: 868-872.

Łanczont M., Wojtanowicz J., 1998: *Profil lessowy Błażek na Roztoczu Zachodnim.* w: 49 Zjazd Naukowy Pol. Tow. Geol. Lublin: 149-153.

Łanczont M., Wojtanowicz J., 1999: *Lithostrtigraphy of loesses and sillty sediments in the Western Roztocze, southeastern Poland.* Geol. Quart., 43,1: 19-26.

Malinowski J., 1964: *Budowa geologiczna i własności geochemiczne lessów Roztocza i Kotliny Zamojskiej między Szczebrzeszynem i Turobinem.* Prace Inst. Geol., 41: 122 s.

Malinowski J., 1965: *Stratygrafia utworów czwartorzędowych w zachodniej części Kotliny Zamojskiej.* Biul. Inst. Geol. 187.

Malinowski J, Mojski JE., 1960: *Przekrój lessu w Sąsiadce k. Szczebrzeszyna na Roztoczu.* Biul. Inst. Geol. 150.

Mamakowa K., 1989: *Late Middle Polish Glaciation, Eemian and Early Vistulian vegetation at Imbramowice near Wrocław and the pollen stratigraphy of this part of the Pleistocene in Poland.* Acta Palaeobot. 9,1.

Manikowska B., 1985: *O glebach kopalnych, stratygrafii i litologii wydm Polski środkowe.* Acta Geogr. Lodz. 52.

Manikowska B., 1991: *Vistulian and Holocene aeolian activity,pedostrarigraphy and relief evolution in Central Poland.* Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. 90: 131-141.

Manikowska B., 2002: *Fossil paleosols and pedogenetic periods in the evolution of Central Poland environment after the Wartian Glaciations.* Paleopedology problems in Poland. Łódzkie Tow. Nauk.: 165-206.

Marszałek S., Małek M., Drzymała J., 1995b: *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, Szczebrzeszyn (M-34-46-D),* Państw. Inst. Geologiczny, Warszawa.

Marszałek S., Małek M., Drzymała J., 2000: *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski, 1:50000, arkusz Szczebrzeszyn (860),* Wyd. Geol. Warszawa.

Maruszczak H., 1954: *Werteby obszarów lessowych Wyżyny Lubelskiej.* Annales UMCS, B, 8: 123-262.

Maruszczak H., 1958: *Charakterystyczne formy rzeźby obszarów lessowych Wyżyny Lubelskiej.* Czasop. Geogr., 29: 335-354.

Maruszczak H., 1972: *Wyżyny Lubelsko Wołyńskie.* W: Geomorfologia Polski, 1, PWN: 340-384.

Maruszczak H., 1980: *Stratigraphy and chronology of the Vistulian loesses in Poland.* Quatern. Stud., 2: 57-76.

Maruszczak H., 1986: *Loesses in Poland, their stratigraphy and paleogeographical interpretation.* Annales UMCS, B, 41: 15-54.

Maruszczak H., 1987: *Loesses in Poland, their stratigraphy and paleogeographical interpretation.* Annales UMCS, B, 41: 15-54.

Maruszczak H., 1988: *Zmiany środowiska przyrodniczego kraju w czasach historycznych.* W: Przemiany środowiska geograficznego Polski. Ossolineum, Wrocław: 109-137.

Maruszczak H., 1991: *Zróżnicowanie stratygraficzne lessów polskich.* W: Podstawowe profile lessów w Polsce. UMCS, Lublin: 13-53.

Maruszczak H., Wilgat T., 1956: *Rzeźba strefy krawędziowej Roztocza Środkowego.* Annales UMCS, B, 10: 107.

Mieg F. von, 1779: *Karte des Königreichs Galizien und Lodomerien, 1:28 800.* Kriegsarchiv, Wien: 24 x 16 cali.

Mojski J.E., 1964: *Osady najstarszego plejstocenu w dolinie Wieprza koło Krasnegostawu.* Kwart. Geol., 8: 326-341.

Mojski J.E., 2005: *Ziemie polskie w czwartorzędzie.* PIG, Warszawa.

Mojski J.E., Malinowski J., 1960:

Musiał T., 1987: *Miocen Roztocza, Polska południowo-wschodnia.* Biul. Geol. U.W., 31: 5-149.

Ney R., 1969a: *Miocen południowego Roztocza między Horyńcem a Łówczą i przyległego obszaru zapadliska przedkarpackiego.* Prace Geol. Oddz. PAN. Kraków, 60: 94 s.

Ney R., 1969b: *Piętra strukturalne w północno-wschodnim obramowaniu zapadliska przedkarpackiego.* Prace Geol. Oddz. PAN. Kraków, 53: 101 s.

Ney R., Burzewski W., Bachleda T., Górecki W., Jakóbczak K., Słupczyński K., 1974: *Zarys paleogeografii i rozwoju litologiczno-facjalnego utworów miocenu zapadliska przedkarpackiego.* Prace Geol. Oddz. PAN, Kraków, 82: 65 s.

Niemczycka T., 1976: *Jura górna na obszarze wschodniej Polski.* Prace Inst. Geol., 77. Warszawa: 99 s.

Nowak J., 1927: *Zarys tektoniki Polski.* II Zjazd Słowiańskich Geografów i Etnogr. w Polsce. Kraków: 160.

Pawłowski S., 1938: *Sur la morphologie de la lisière meridionale du plateau de Lublin.* Bull. Ac. Sc., ser. A, Cracovie: 366-372.

Petryt T.M., Jesionowski M., Roniewicz R., Wysocka A., 1998: *Miocen Roztocza.* 69 Zjazd nauk. PTGeol. Krasnobród 23-26. 09. 1998. Wyd. UMCS. Lublin: 65-78.

Popielski W., 1994a: *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Tereszpol (893).* Wyd. Geol., Warszawa.

Popielski W., 1994b: *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, Tereszpol (M-34-58-B).* Państw. Inst. Geologiczny, Warszawa.

Popielski W., 1996: *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000. Horyniec (M-34-71-B).* Państw. Inst. Geologiczny, Warszawa.

Popielski W., 2000: *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Horyniec (960) i arkusz Sieniawka (987).* Państw. Inst. Geologiczny, Warszawa.

Pożaryski W., 1974: *Obszar świętokrzysko-lubelski.* W: Budowa geologiczna Polski IV, Tektonika. Wyd. Geol., Warszawa: 349-363.

Pożaryski W., Brochwicz-Lewiński W., 1979: *O aulakogenie środkowopolskim.* Kwart. Geol., 23, 2: 271-290.

Pożaryski W., Maruszczak H., Lindner L., 1994: *Chronostratygrafia osadów plejstoceńskich i rozwój doliny Wisły środkowej ze szczególnym uwzględnieniem przełomu przez Wyżyny Południowopolskie.* Prace Państw. Inst. Geol., 147: 1-58.

Radwański A., Wysocka A., 2001: *Mass aggregation of Middle spine-coated echinoids Echinocardium and their integrated eco-taphonomy.* Acta Geol. Pol. 51: 295-316.

Ralska-Jasiewiczowa M., 1991: *Paleogeografia holocenu. Ewolucja szaty roślinnej.* W: Geografia Polski, środowisko przyrodnicze, L. Starkel (red.). PWN, Warszawa: 106-127.

Rodzik J., Ciupa T., Janicki G., Kociuba W., Tyc A., Zgłobicki W., 2008: *Współczesne przemiany rzeźby Wyżyn Polskich.* w: Starkel L., Kostrzewski A., Kotarba A., Krzemień K. (red.). *Współczesne przemiany rzeźby Polski. Kraków* 165-228.

Rodzik J., Janicki G., Zagórski P., Zgłobicki W., 1998: *Deszcze nawalne na Wyżynie Lubelskiej i ich wpływ na rzeźbę obszarów lessowych.* w: L. Starkel (red.) Geomorfologiczny i sedymentacyjny zapis lokalnych ulew. Dok. Geogr., 11: 45-68.

Rodzik J., Zgłobicki W., 2010: *Contempoary erosion processes in the Szczebrzeszyn Roztocze region.* In: Warowna J., Achmidt A., (eds) Human impact on upland landscapes of the Lublin Region. Lublin: 181-194.

Roniewicz P., Wysocka A., 1997: *Przykłady cykliczności sedymentacji w utworach miocenu Roztocza.* Przegl. Geol., 8: 799-802.

Rotnicki K., Starkel L., 1991 - Ewolucja den dolin. W: Geografia Polski, środowisko przyrodnicze, L. Starkel (red.). PWN, Warszawa: 151-159.

Różycki S.Z., 1972: *Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie.* PWN, Warszawa.

Rzechowski J., 1987: *Osady plio-plejstoceńskie ze wschodniej części Wyżyny Lubelskiej (dorzecze Bugu).* W: Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce. Ossolineum, Wrocław: 179-194.

Rzechowski J., 1997: *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, Hrebenne (M-34-72-A).* Państw. Inst. Geologiczny, Warszawa.

Rzechowski J., Cieśliński S., Marszałek S., 2008: *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50000, arkusz Hrebenne (961).* Państw. Inst. Geologiczny, Warszawa.

Rühle E., 1973: *Ruchy neotektoniczne w Polsce.* W: E. Rühle red. Metodyka badań osadów czwartorzędowych. Wyd. Geol. Warszawa: 13-30.

Schmitt A., Rodzik J., Zgłobicki W., Russak C., Dotterweich M., Bork H-R., 2006: *Time and scale of gully erosion in the Jedliczny Dol gully system, south-east Poland.* Catena 68: 124-132.

Skowronek E., 1996: *Rozwój osadnictwa na Wyżynie Lubelskiej i Roztoczu.* Czasop. Geogr., 67: 209-225.

Starkel L., 1957a: *Morfologia progu Pogórza Karpackiego między Dębicą a Trzcianą 1:5000,* IG PAN Kraków.

Starkel L., 1957b: *Rozwój morfologiczny progu Pogórza Karpackiego między Dębicą a Trzcianą.* Prace Geogr. IG PAN, 11.

Starkel L., 1965a: *Mapa geomorfologiczna Polski, arkusz Lesko 1:50 000 (M-34-93-D).* IG PAN, Warszawa.

Starkel L., 1965b: *Rozwój rzeźby polskiej części Karpat Wschodnich.* Prace Geogr. IG PAN, 60.

Starkel L. (red.), 1984: *Przeglądowa mapa geomorfologiczna Polski. 1:500 000.* Inst. Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN.

Starkel L., 1988a: *Historia dolin rzecznych w holocenie.* W: Przemiany środowiska geograficznego Polski (red. L. Starkel), Ossolineum, Wrocław: 87-108.

Starkel L., 1988b: *Paleogeography of the periglacial zone in Poland during the maximum advance of the Vistulian ice sheet.* Geogr. Polon. 55: 151-163.

Starkel L., 2007: *Koncepcja kartowania geomorfologicznego profesora Mieczysława Klimaszewskiego.* Prace Kom. Paleogeogr. Czwart. PAU, t. V. Kraków: 65-70.

Starkel L., Gębica P., Superson J., 2007: *Last Glacial-Interglacial cycle in the evolution of river valleys in southern and central Poland.* Quarter. Sc. Rev. 26: 2924-2936.

Staszic S., 1931: *Dziennik podróży Stanisława Staszica, 1789-1805.* Z rękopisu wydał C, Leśniewski. PAU, Kraków.

Stuchlik L., 1980: *Chronostratygrafia neogenu Polski południowej (północna część Paratetydy centralnej) napodstawie badań paleobotanicznych.* Przegl. Geol., 8: 443-448.

Stuchlik L., 1987: *Przegląd badań paleobotanicznych osadów plioceńskich i wczesnoplejstoceńskich Polski środkowej i południowej.* W: Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce. Ossolineum, Wrocław: 53-63.

Superson J., 1979: *Geomorfologia doliny meandrowej dolnego Poru (Wyżyna Lubelska).* Annales UMCS, B, 27: 143-158.

Superson J., 1983: *Litologia i stratygrafia piaszczystych utworów stokowych Roztocza Tomaszowskiego.* Annales UMCS, B, 37: 109-134.

Superson J., 1995: *Stratigraphy of valley sediments of the Por and the Łabuńka river drainage basins (Lublin Upland and Roztocze).* Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc., 43,1: 65-72.

Superson J., 1996: *Funkcjonowanie systemu fluwialnego wyżynnej części dorzecza Wieprza w zlodowaceniu wisły.* Wyd. UMCS, Lublin.

Szczypek T., 1986: *Procesy wydmotwórcze w środkowej części Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej na tle obszarów przyległych.* Prace Naukowe U. Śl., 823: 177 s.

Szumański A., 1982: *The evolution of the Lower San River Valley during the Late Glacial and the Holocene.* Geogr. Stud., spec. issue 1: 57-78.

Środoń A., 1972: *Roślinność Polski w czwartorzędzie.* W: Szata roślinna Polski, I. W. Szafer, K. Zarzycki (red.) PWN, Warszawa: 527-569.

Śnieszko Z., 1991: *Reflection of extreme events in evolution of dry valleys in loess Roztocze Upland.* Prace Nauk. UŚl., 1107: 119-128.

Śnieszko Z., 1995: *Ewolucja obszarów lessowych Wyżyn Polskich w czasie ostatnich 15* 000 lat. Prace Naukowe UŚl., 1.

Trejdosiewicz J., 1895: *Objaśnienia do mapy geologicznej guberni Lubelskiej, 1:126 000.* Pam. Fizjogr., 13: 3-23.

Wągrowski A., 1992: *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000 - Janów Lubelski (M-34-45-D).* Państw. Inst. Geologiczny, Warszawa.

Wągrowski A., 1995: *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Janów Lubelski (858).* Państw. Inst. Geologiczny.

Wągrowski A., 2001: *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Turobin (859).* Państw. Inst. Geologiczny: 5-34.

Wągrowski A., 1999: *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, Turobin (M-34-46-C).* Państw. Inst. Geologiczny, Warszawa.

Wojtanowicz J., 1973: *Rzeźba eoliczna północnego przedpola Płaskowyżu Kolbuszowskiego.* Annales UMCS, B, 27: 1-20.

Wojtanowicz J., 1985: *Datowany (TL) profil czwartorzędowy w Giedlarowej w Kotlinie Sandomierskiej i jego znaczenie paleogeograficzne.* Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan. 19: 37-44.

Wysocka A., 2006: *Klastyczne utwory badeńskie Roztocza – przebieg sedymentacji w północnej marginalnej strefie basenu zapadliska przedkarpackiego.* Przegl. Geol. 54, 5: 430-437.

Wysocka A., Jesionowski M., Petryt T., 2007: *Miocen Roztocza.* Biuletyn PIG 422: 79-96.

Zuchiewicz W., 1984: *The late-Neogene-Quaternary tectonic mobility of the Polish West Carpathians – a case study of the Dunajec drainage basin.* Rocz. Pol. Tow. Geol., 54: 133-189.-

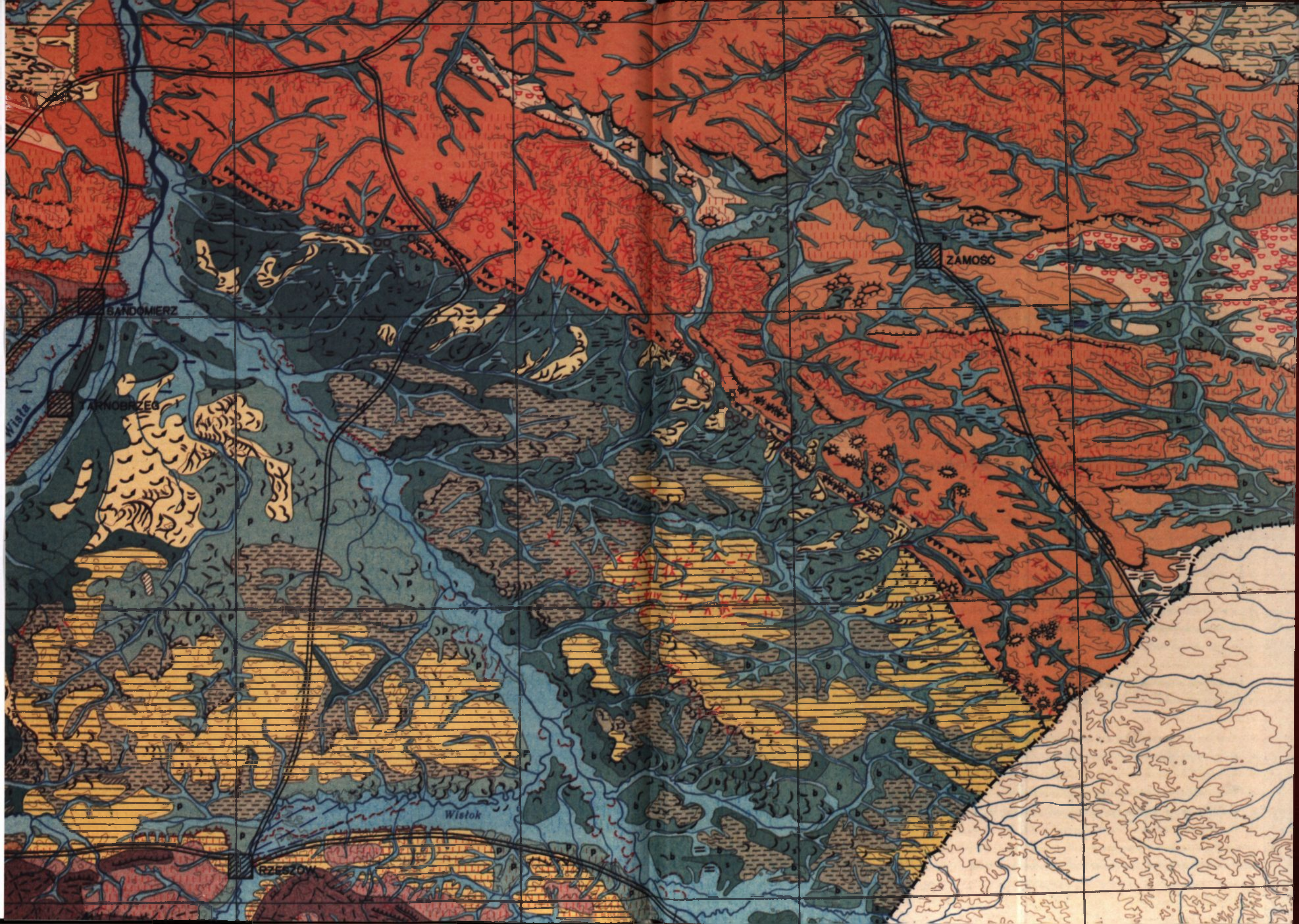
Żelichowski A.M., *1972: Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi i Bugiem.* Inst. Geol. Biul., 263: 7-97.

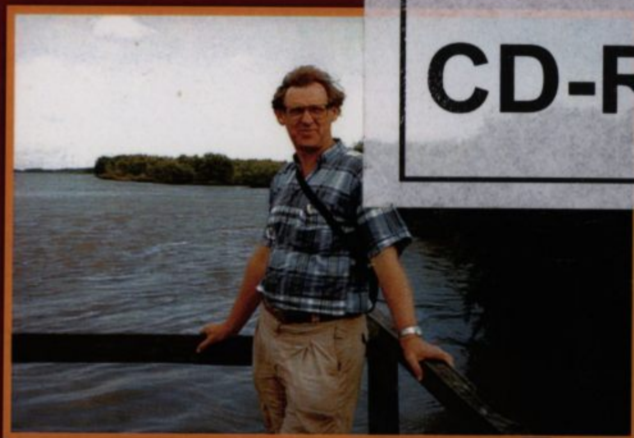
Żelichowski A.M., 1974: *Obszar Radomsko Lubelski.* W: Budowa geologiczna Polski, IV. Tektonika 1. Wyd. Geol., Warszawa: 113-128.

E0.2904/2014/2a
07.07.14

TDK

DVD-R
RECORDABLE


SANDOMIERZ
TARNOBRZEG
ZAMOŚĆ
RZESZÓW
Wisła
Wisłok



Monografia przedstawia rozwój rzeźby wyniesionego wału Roztocza na północnym przedpolu Karpat. Pokazuje etapy ewolucji rzeźby uwarunkowane tektoniką i litologią podłoża jak również zmianami klimatu.

Historię rzeźby ilustrują wielobarwne mapy geomorfologiczne sporządzone według instrukcji opracowanej przez prof. Mieczysława Klimaszewskiego, wysoko ocenionej na całym świecie. Układ barw pozwala odczytać z mapy formy utworzone w różnych okresach. Druk wielobarwny rzadko obejmuje większe obszary. Podjęcie się opracowania dla dużego regionu Roztocza uważam za ważne osiągnięcie autora.

Monografia Roztocza wraz z mapami jest bardzo cennym i potrzebnym podsumowaniem badań nad ewolucją rzeźby (i zmian całego środowiska) i kartograficzny obraz tej ewolucji wzajemnie się uzupełniają.

Leszek Starkel

ISBN 978-83-60594-27-8